



Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (sud du massif des Ecrins-Pelvoux- Haut dauphiné) - Alpes - France

Jerome Biju-Duval

► To cite this version:

Jerome Biju-Duval. Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (sud du massif des Ecrins-Pelvoux- Haut dauphiné) - Alpes - France. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1975. Français. NNT : . tel-00451620

HAL Id: tel-00451620

<https://theses.hal.science/tel-00451620>

Submitted on 29 Jan 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de 3^{ème} Cycle

N° d'ordre

DOUBLE

205.142

1975

132

205.142

1975

132

THESE

PRESENTÉE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITE: GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Jérôme BIJU-DUVAL

ETUDE PETROLOGIQUE DES TERRAINS CRISTALLINS DE LA REGION DU SIRAC (SUD DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX HAUT DAUPHINE)



Soutenue le 11 Juillet 1975 devant la Commission d'Examen:

MM. R. MICHEL
P. GIRAUD
M. CHENEVOY
P. LE FORT
A. PECHER

Professeur
Professeur
Professeur
Chargé de Recherche CNRS
Assistant

Président
Rapporteur
Examineurs

double

Doctorat de 3^{ème} Cycle
N° d'ordre

205142
205142
1975
132

THESE

PRESENTÉE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITE: GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR



0520454315

Jérôme BIJU-DUVAL

ETUDE PETROLOGIQUE DES TERRAINS
CRISTALLINS DE LA REGION DU SIRAC
(SUD DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX
HAUT DAUPHINE)

75/1075



Soutenue le 11 Juillet 1975 devant la Commission d'Examen:

MM. R. MICHEL
P. GIRAUD
M. CHENEVOY
P. LE FORT
A. PECHER

Professeur
Professeur
Professeur
Chargé de Recherche CNRS
Assistant

Président
Rapporteur
Examineurs

203142

203142

THESE

DE

DOCTORAT

EN

SCIENCE

DE LA

UNIVERSITE

DE

PARIS

LE GLEZ ET LE PLEZ OCCIDENTAL DE LA REGION DE LA

REGION DE LA REGION DE LA REGION DE LA REGION DE LA

REGION DE LA REGION DE LA REGION DE LA REGION DE LA

REGION DE LA REGION DE LA REGION DE LA REGION DE LA

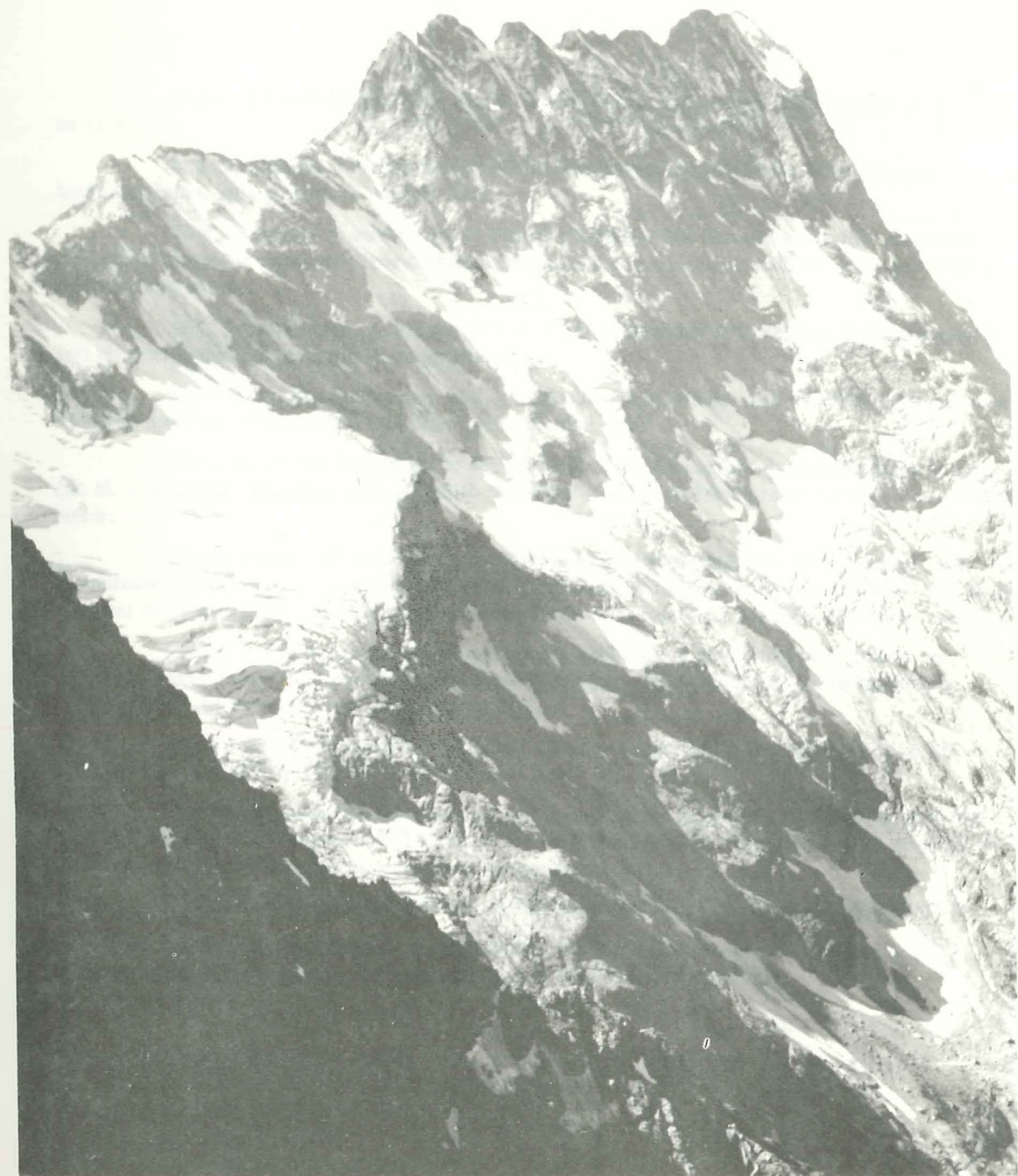


Photo n° 1 . Le versant nord du Sirac (3440 m) avec le glacier du Sirac.
A gauche : partie supérieure du glacier de Chabournéou.

AVANT PROPOS

Je tiens à remercier tous ceux dont la collaboration, à des titres divers, a permis la réalisation de ce travail.

Je dois beaucoup à Patrick Le Fort (CRPG Nancy) qui, après m'avoir initié à la géologie en haute montagne, m'a procuré ce sujet de thèse.

Tout au long de ce travail, M. P. Giraud n'a cessé d'être attentif à tous mes problèmes et n'a jamais compté le temps qu'il me consacrait; la qualité de son accueil et de ses conseils ont été pour moi un grand soutien.

MM. J. Arahamian, A. Pécher, P. Vialon, C. E. Ehrström et G. Vivier m'ont également fait part de leurs suggestions et critiques constructives.

Je remercie bien sincèrement MM. M. Chenevoy et R. Michel pour l'intérêt qu'ils ont manifesté pour mon travail en voulant bien faire partie de mon Jury.

Une aide m'a été fournie par le Service de la Carte Géologique de France, grâce à la confiance que M. J. Debelmas, responsable de la feuille "Orcières", m'a accordée en m'acceptant comme collaborateur.

Mes recherches ont également bénéficié de l'appui particulièrement remarquable de la Commission des Travaux Scientifiques du Club Alpin Français; en outre, je remercie le Docteur L. Arnoux, Président de la section de Gap du CAF, pour les facilités et l'accueil que j'ai trouvés dans tous ses refuges.

C'est à G. Vivier que je dois les nombreuses datations au plomb total qui étayent mes conclusions, à R. Aumaitre et G. Buffer, un grand nombre de diagrammes de rayons X. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma reconnaissance et de mon amitié.

Grâce à la bienveillance de M. H. de La Roche, la totalité de mes analyses de roches a pu être effectuée au CRPG, par M. K. Govindaraju.

Une grande partie des opérations qui ont fourni la base de ce travail est due au personnel technique de l'Institut Dolomieu: M^{mes} Keller et Uselle (Chimie), MM. Giroutru et Perrin (broyage et tamisage), Cochet (tri des minéraux), Telmat (lames minces).

C'est à M^{me} Telmat qu'avait été confiée la majeure partie de la "dactylographie" (!).

Grâce à la compréhension de M. Chabert et l'aide efficace apportée par M. Perrin, l'impression de ce mémoire a pu être réalisée dans un délai relativement court.

B. - Remerciements

1 - M. P. Giraud

2 - M. Chenevoy

3 - R. Michel

4 - M. Arahamian

5 - G. Vivier

6 - M. Chabert

7 - M. Perrin

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

	<u>pages</u>
A. - <u>PRESENTATION GEOGRAPHIQUE</u>	1
B. - <u>GEOGRAPHIE PHYSIQUE DE LA REGION DU SIRAC</u>	1
1 - Le glaciaire	3
a) - Le glaciaire ancien	3
b) - Les glaciers actuels	3
c) - Les dépôts glaciaires récents	4
2 - Les éboulis	4
3 - La morphologie en cônes	4
4 - Les replats fluvio-lacustres ou fluviatiles	6
C. - <u>PRESENTATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE</u>	6
D. - <u>PRESENTATION DE LA CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU SIRAC</u>	8

DEUXIEME PARTIE - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS

<u>CHAPITRE I - ENSEMBLE DU SIRAC</u>	11
A. - <u>Formations amphiboliques</u>	11
I. - <u>Amphibolites massives</u>	13
1 - Amphibolites à grain fin	13
2 - Amphibolites à grain moyen	13
3 - Amphibolites rubanées	14
4 - Faciès dioritique	16
II. - Gneiss à amphibole	16
III. - Enclave amphibolique	17
B. - <u>Formations non amphiboliques</u>	19
1 - Micaschiste œillé à disthène-sillimanite	19
2 - Gneiss à biotite sillimanite	20
3 - Gneiss ocellaires	22
4 - Migmatites rubanées sombres	24
5 - Gneiss œillés	25
6 - Migmatites rubanées claires	27
7 - Mobilisats	30

	Pages
8 - Enclave surmicacée	31
9 - Migmatites granitoïdes	31
10 - Granite d'anatexie	33
C. - Les filons sécants	34
1 - Filons acides	34
a) Pegmatite à muscovite	34
b) Filons à tourmaline	34
2 - Filons et amas basiques	35
 CHAPITRE II - ENSEMBLE DE VALLON CLOS	37
 CHAPITRE III - BOUTONNIERES DU FOURNEL ET DE DOURMILLOUSE	40
A. - ENSEMBLE DU FOURNEL	40
B. - ENSEMBLE DE DOURMILLOUSE	42
1 - Gneiss détritiques	42
2 - Amphibolites	44
 TROISIEME PARTIE - ETUDE GEOCHIMIQUE	47
A. - ORIGINE DES AMPHIBOLITES	47
1 - Diagramme de Leake	49
2 - Diagramme 100 mg, c, (al-alc)	49
3 - Diagramme c, al-alc	49
4 - Conclusion	49
B. - ETUDE D'ENSEMBLE	50
1 - Correction préalable pour les gneiss de Vallon Clos	50
2 - Diagramme des "roches totales"	50
3 - Diagramme de Pettijohn	52
4 - Triangle MgO, Na ₂ O, K ₂ O	52
5 - Diagramme Ca + mg/Al + Fe + Ti	54
6 - Diagramme chimico-minéralogique	57
7 - Origine des gneiss à composition granitique	58
C. - ETUDE DE QUELQUES ELEMENTS-TRACES	59
1 - Couple Rb/Sr	59
2 - Couple Ca - Sr	59
3 - Couple K - Rb	59
4 - Couple Ca - K	59
5 - Variations des teneurs en vanadium	59
6 - Variations des teneurs en cobalt	62
7 - Variations des teneurs en cuivre	62
8 - Variations des teneurs en baryum	62
 QUATRIEME PARTIE	
ETUDE DES PHENOMENES METAMORPHIQUES ET MIGMATITIQUES	65
A. - MISE EN EVIDENCE DES PRINCIPALES PHASES	65
B. - ETUDE CHIMIQUE ET CRISTALLOGRAPHIQUE DE QUELQUES MINERAUX	67

	pages
1 - Amphiboles	67
2 - Biotites	70
3 - Feldspaths potassiques	73
4 - Cristallinité des micas	74
C. - ETUDE DES DIFFERENTES PHASES	77
1 - Première phase métamorphique et migmatitique	77
2 - Deuxième phase métamorphique et migmatitique	78
I - Minéraux repères	78
II - Composition des mobilisats	78
III - Phénomènes de muscovitisation	79
IV - Phénomènes de chloritisation	79
3 - Métamorphisme hercynien	80
4 - Métamorphisme alpin	80
 CINQUIEME PARTIE - ETUDE STRUCTURALE	83
A. - LES DONNEES	83
B. - SYNTHESE ET INTERPRETATION	87
1 - Anticlinal d'axe méridien	87
2 - Bombement d'axe Est-Ouest	88
C. - TECTONIQUE ALPINE	88
1 - Chevauchement du Sirac	88
2 - Synclinal du glacier de Surette	90
3 - Synclinal d'Ailefroide	92
 SIXIEME PARTIE - ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ...	95
1 - Opérations réalisées	95
2 - Résultats	96
3 - Interprétation	100
 SEPTIEME PARTIE - CONCLUSIONS GENERALES	105
 ANNEXES	
I - Numérotation des échantillons	
II - Analyses chimiques	
III - Diffractogrammes R.X	
 BIBLIOGRAPHIE	

LISTE DES FIGURES

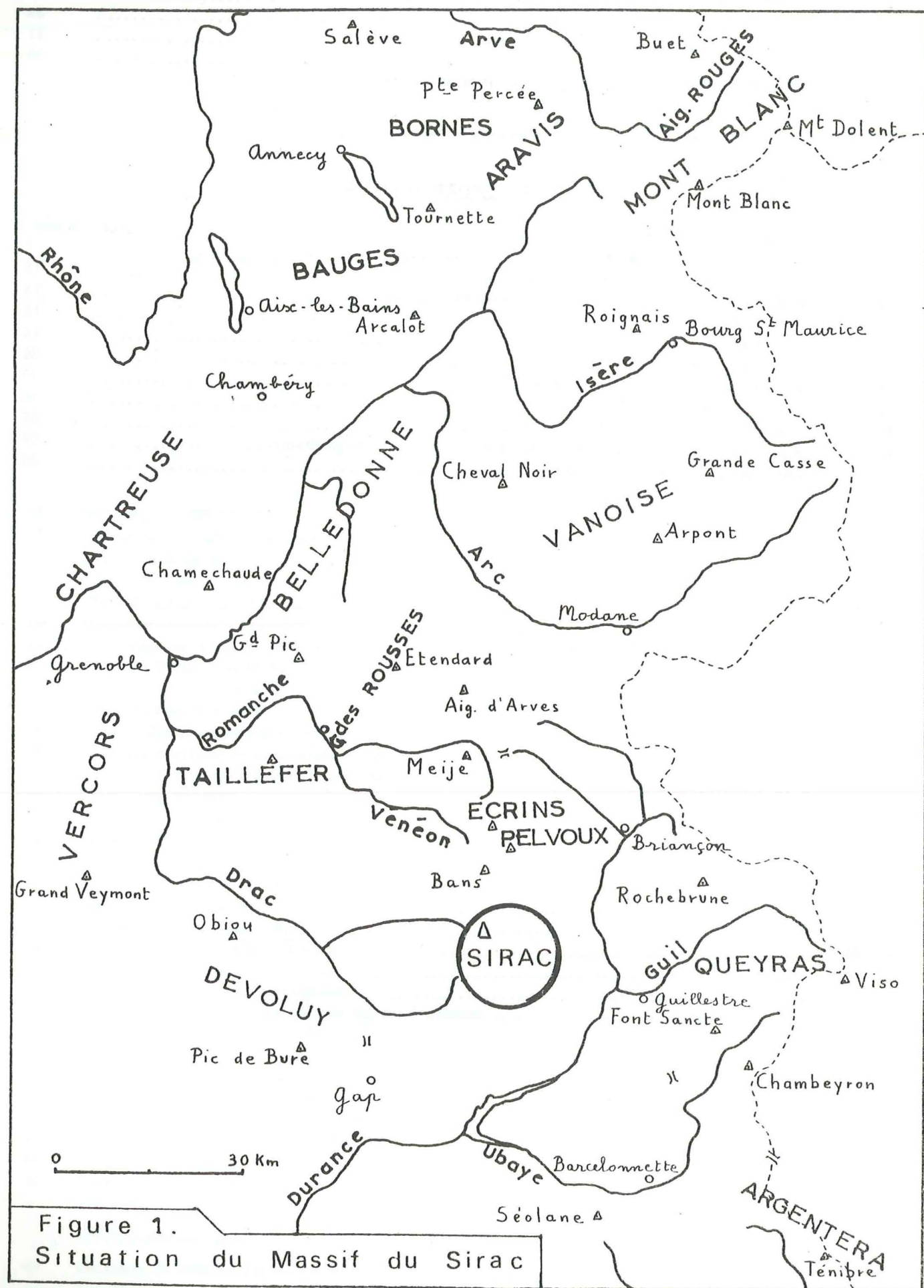
Figures		Pages
1	Situation du massif du Sirac	
2	Schéma orohydrographique	2
3	Coupe du haut-vallon de la Selle	3
4	Schéma structural du massif des Ecrins-Pelvoux	7
5	Amphibolite fine SN 54	12
6	Amphibolite SN 313	12
7	Amphibolite rubanée SL 46	15
8	Quartz discordant dans SL 46	15
9	Position des micaschistes à disthène	15
10	Enclave amphibolique	15
11	Gneiss à amphibole SL 416	23
12	Gneiss ocellaire SN 64	23
13	Gneiss à biotite SP 6A	21
14	Oeil polycristallin SM 61	21
15	Développement de la muscovite	25
16	Migmatite rubanée SN 330	29
17	Migmatite rubanée SM 54	29
18	Restes de grenat (éch. SM 430)	30
19	Muscovitisation du plagioclase	33
20	Dimensions de la maille des tourmalines du Sirac et de Crupillouse	35
21	Gneiss du Vallon Clos PL 84	38
22	Gneiss du Vallon Clos PL 61	38
23	Gneiss du Fournel VO 6A	41
24	Amphibolite de Dourmillouse VT 71	41
25	Ensemble détritique de Dourmillouse : faciès sombre VS 62	43
26	Ensemble détritique de Dourmillouse : passée claire VT 7A	43
27	Diagramme de Leake	48
28	Diagramme 100 mg, c, al-alc	48
29	Diagramme c, (al-alc)	48
30	Valeur de "K" dans le diagramme des "roches totales"	51
31	Diagramme des "roches totales"	51
32	Diagramme de Pettijohn	53
33	Diagramme MgO, Na ₂ O, K ₂ O	53
34	Diagramme Al + Fe + Ti, Ca + Mg	55
35	Diagramme de Niggli	55
36	Diagramme chimico-minéralogique	56
37	Place des amphibolites dans diverses lignées évolutives	57
38	Corrélations entre Ca, K, Rb, Sr	60
39	Corrélations entre Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ , V, Co	61
40	Distribution aléatoire de Cu	61
41	Diagramme de Boyd pour les hornblendes du Sirac	68
42	Types de métamorphismes des amphiboles	68
43	Triangle Fe ²⁺ + Mn/Al ^{VI} + Fe ³⁺ /Mg	71
44	Diagramme de Guitard	71
45	Diagramme de l'aluminium	71
46	Variations de Mg, Fe, Ti, Mn	71
47 a et b	Cristallinités des micas	75
48	Domaines de stabilité des minéraux considérés	77
49	Détermination des différents secteurs	83

Figures

Figures		Pages
50	Stéréogrammes des foliations	84
51	Foliation par secteurs	86
52	Structure du synclinal de Vallonpierre	89
53	Décrochement dextre du synclinal de Surette	91
54	Tableau géochronologique	98
	Planche hors-texte : carte géologique de la région du Sirac	

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

		avant propos
1	Versant N du Sirac	5
2	Glacier de Chabournéou	18
3	Amas de sillimanite prismatique	18
4	Zircon détritique dans de la sillimanite fibreuse	18
5	Cordiérite pinitisée	18
6	Grenat altéré	36
7	Gneiss œillé SM 71	36
8	Plissements en versant nord du Sirac	36
9	Gneiss œillé de Vallon Clos	66
10	Gneiss ocellaires et migmatites	66
11	Rubanement de phase I recoupé par le mobilisat de deuxième génération	66
12	Gneiss œillé du glacier de la Pierre	66



PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

A. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

Le massif des Ecrins-Pelvoux, ou Haut-Dauphiné, fait partie de la longue chaîne de terrains anciens qui, du Mont-Blanc au Mercantour constituent les massifs cristallins externes des Alpes françaises (fig. 1).

La région étudiée se trouve dans la partie sud-est de ce massif et s'étend entre 44°45' et 44°50' de latitude nord et entre 6°16' et 6°24' de longitude est. On fait également l'objet de la traversée des boutonnières du Fournel et de Dourmillouse situées un peu plus à l'Est.

Le Sirac (3 440 m), point culminant* et pièce maîtresse de l'architecture de ce secteur est le grand sommet cristallin le plus méridional des Alpes (photo n° 1).

Le terrain étudié peut géographiquement se diviser en trois bassins versants (fig. 2, p. 2).

- Au Nord-Ouest, le bassin de la Séveraise, affluent rive droite du Drac, (vallée du Valgaudemar). Formée par la réunion des torrents de Chabournéou, du Sirac et de Vallonpierre, elle reçoit, peu après, le torrent des Aupillous, puis celui du Gioberney. Ce bassin est délimité par la crête qui passe à l'Aiguille de Morges, s'abaisse au col de Vallonpierre, puis s'élève jusqu'au Sirac et, passant par la pointe de Verdonne, le Pic du Loup et le Jocelme, se poursuit vers les Bans, en se maintenant toujours à une altitude supérieure à 3 000 m.

Il existe deux refuges du Club Alpin Français dans ce secteur : les refuges de Chabournéou et de Vallonpierre, facilement accessibles depuis le chalet-hôtel du Gioberney, terminus de la route carrossable de la Chapelle-en-Valgaudemar, dernier village important de la vallée.

- Au Sud, le bassin du Drac Blanc (Champoléon). Formé par la réunion des torrents de la Pierre et de Rougnoux il reçoit de nombreux affluents avant de se joindre au Drac Noir, en amont du Pont du Fossé, pour donner le Drac. Ce bassin est limité au Nord par l'arête Aiguille de Morges-Pointe de Verdonne, et à l'Est par la ligne de crête qui se détache de la Pointe de Verdonne vers la Pointe de Rougnoux et la Pointe des Estaris.

La "Cabane Pastorale" des Eaux et Forêts est le seul refuge gardé de ce versant. Elle est accessible en véhicule tout-terrain par une piste de 5 km, tracée à partir des Auberts, où s'arrête la route carrossable. Le dernier village quelque peu important de la vallée est celui des Borels-en-Champoléon, 7 km en aval des Auberts.

La cabane est malheureusement située trop bas (1 720 m) et l'étude du versant sud du Sirac et du haut vallon de la Pierre nécessite des marches d'approche assez longues.

- Au Nord-Est, le bassin du torrent de la Selle**. Celui-ci s'unit au torrent des Bans à entre les Aigues, pour former la Gérendoine, qui se jette à Vallouise dans la Gironde, affluent de la Durance.

La ligne de crête délimitant ce bassin dessine un fer à cheval ouvert au Nord-Est ; elle passe par l'arête de Malamort, le Pic du Loup, la Pointe de Verdonne, le Pic de la Cavale, s'abaisse au col de l'Aup Martin et se relève ensuite à la crête de l'Aup Martin et de la Pointe de l'Aiglière.

La cabane du Jas Lacroix, la seule de tout le vallon, n'offre qu'un abri sommaire, non aménagé.

Le passage entre les trois vallées est facile, par l'itinéraire qu'emprunte le GR 54 du "tour de l'Oisans". Le col de l'Aup Martin (2 761 m) puis le pas de la Cavale (2 735 m) font communiquer le vallon de la Selle et le Champoléon. De là, on peut gagner le Valgaudemar en traversant successivement le col de la Valette (2 668 m), le col de Gouiran (2 597 m) et le col de Vallonpierre (passage vers 2 680 m) par un excellent sentier récemment remis en état par les Eaux et Forêts.

Le passage direct entre le vallon de la Selle et le Valgaudemar est possible, par le Col du Loup-en-Valgaudemar (3 145 m) ; cet itinéraire a un caractère plus "haute montagne".

* - Le Pic Jocelme et le Pic de Bonvoisin, à peine plus haut que lui, se situent en dehors de mon domaine d'étude.

** - Il ne faut pas le confondre avec son homonyme, affluent rive droite du Vénéon, dans la partie nord-ouest du massif.

B. - GEOGRAPHIE PHYSIQUE DE LA REGION DU SIRAC

Les dépôts, d'origines variées, qui en résultent, peuvent s'étendre sur des surfaces assez importantes, mais la proportion d'affleurements reste, toutefois, prédominante.

1 - Le glaciaire

La morphologie actuelle est principalement marquée par les glaciations qui se sont succédées au cours du Quaternaire. L'altitude moyenne assez élevée permet encore actuellement le développement, toutefois limité, de phénomènes glaciaires.

a) - Le glaciaire ancien

Les grands glaciers quaternaires sont les principaux responsables de la morphologie actuelle des régions de haute montagne et en particulier de l'allure des vallées. Le haut vallon de la Selle offre un bel exemple de morphologie glaciaire (fig. 3). La vallée elle-même montre un profil en auge caractéristique, malgré une certaine dissymétrie due à la présence de terrains sédimentaires dans le versant rive droite. Dans le cristallin, les pentes se raccordent à un ressaut assez raide, de 150 à 250 m ("gradin de confluence") supportant des pentes plus douces ("épaulement"), du Triéou de la Boucheyère, où de très beaux polis glaciaires offrent des conditions d'affleurements remarquables.

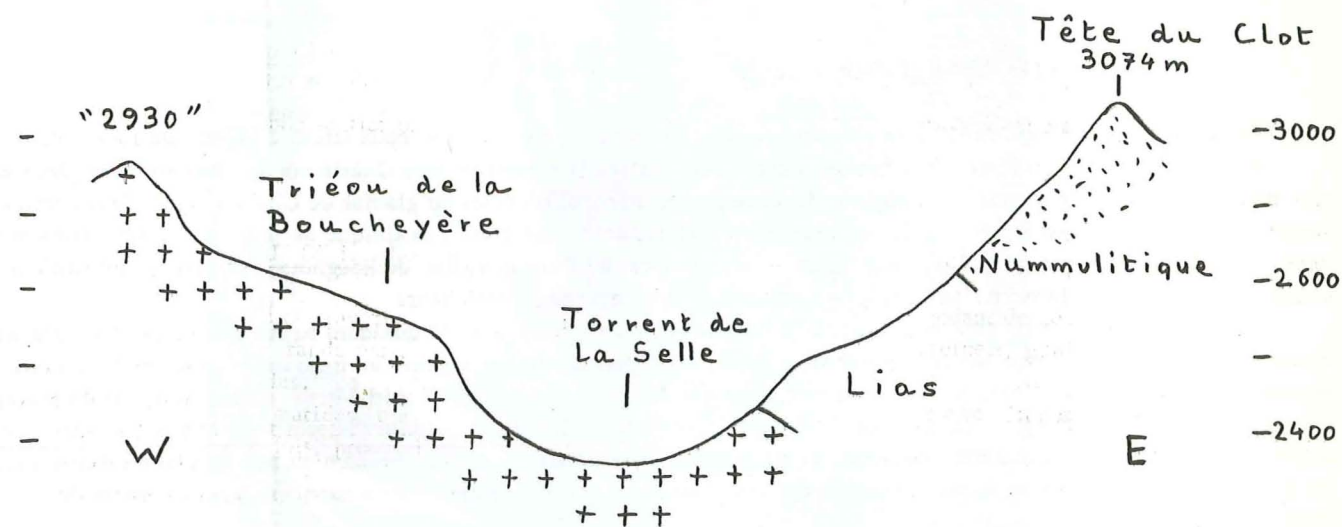


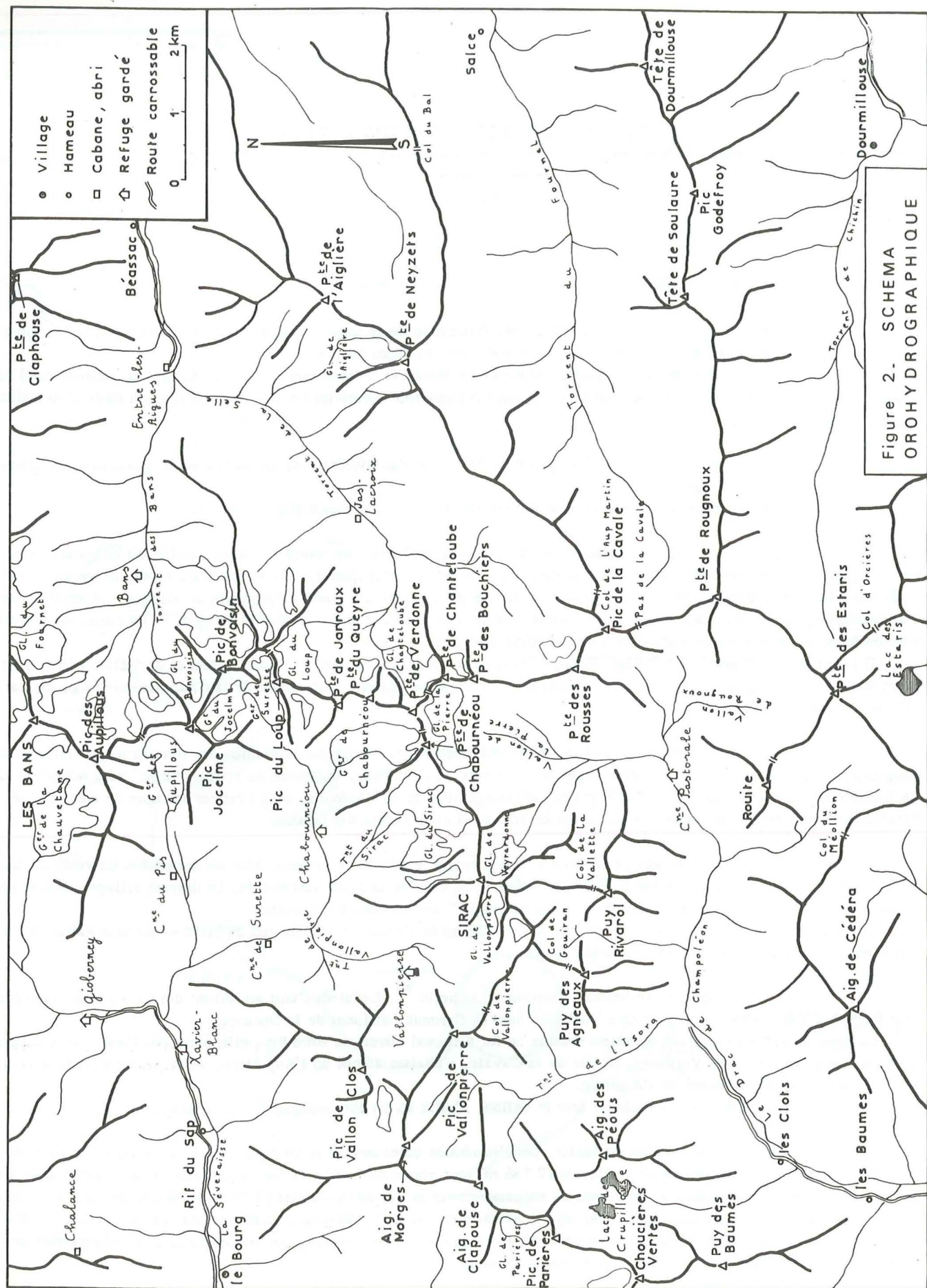
Figure 3 - Coupe du haut vallon de la Selle .

Les dépôts de ces glaciers "anciens", sans doute considérables, ont pu être, par la suite, évacués par les torrents, remodelés par les glaciers actuels, ou repris par les éboulis, de sorte qu'il n'est pas possible d'attribuer, avec certitude au glaciaire ancien les formations qui lui appartiennent en propre, s'il y en a.

b) - Les glaciers actuels

L'appareil glaciaire est assez réduit. On peut, malgré tout, dénombrer 14 glaciers dans la région étudiée.

- Glacier du Sirac	0,88 km ²
- Glacier de Chabournéou	0,50 km ²
- Glacier Subeyrar du Loup	0,43 km ²
- Glacier des Aupillous	0,41 km ²
- Glacier de la Pierre	0,40 km ²
- Glacier de Chanteloube	0,37 km ²



- Glacier de Bonvoisin	0,35 km ²
- Glacier de Jocelme	0,30 km ²
- Glacier de Surette	0,26 km ²
- Glacier de Veyrardonne	0,14 km ²
- Glacier de Vallonpierre	0,12 km ²
- Glacier de Malamort	0,07 km ²
- Glacier de Gouiran	0,06 km ²
- Glacier du Queyre	0,05 km ²

Les deux plus importants (glacier du Sirac et de Chabournéou) sont situés en face nord ; leurs fronts se trouvent respectivement à 2 300 et 2 350 m, altitude relativement faible pour des glaciers aussi modestes. La pente forte les rend très accidentés ; les chutes de séracs peuvent balayer le versant nord du Sirac sur plus de 1000 m de dénivellation ; le glacier de Chabournéou (photo n° 2) est impraticable en fin de saison.

Les autres glaciers se nichent, presque tous, dans de petits cirques dont les parois, assez raides, leur assurent une bonne protection. Les autres glaciers exposés au Sud (glacier de la Pierre, glacier Subeyrar du Loup) ne descendent pas en dessous de 2 850 m.

La régression glaciaire des dernières décennies est sensible ; mais elle n'est importante que pour le glacier de la Pierre, dont la surface a diminué presque de moitié depuis 1933. Les autres ont vu l'altitude de leur front remonter, tout au plus, d'une cinquantaine de mètres.

La surface totale de ces différents glaciers est de 4,34 km² (soit 6,3 % de la surface totale du secteur étudié, contre 8 % pour l'ensemble du massif des Ecrins). Si on considère comme glaciers, les névés permanents que le soleil n'arrive jamais à fondre complètement, la surface recouverte par la neige et la glace atteint péniblement 5,35 km², soit 7,9 % de la région étudiée.

c) - Les dépôts glaciaires récents

- Les moraines

Assez souvent, il s'agit de simples placages sans forme particulière, comme ceux situés à l'Ouest de Jocelme.

Mais on rencontre également des formes morainiques particulièrement nettes. Quatre cordons morainiques (deux en rive droite, deux en rive gauche) témoignent de deux phases de recul récentes du glacier de Chabournéou. Sans commune mesure avec la faible extension actuelle du glacier de Vallonpierre, une crête morainique de près de 1,5 km, assez bien conservée, descend du pré de Vallonpierre jusqu'au pré de Surette. Dans le vallon de Rougnoux, un glacier aujourd'hui entièrement disparu, a laissé trois moraines emboîtées, d'une surprenante fraîcheur.

Il faut mentionner les "moraines de névés", dont la région du Sirac possède quelques beaux exemples. De surfaces assez réduites, elles sont formées de blocs tombés sur un névé permanent, et déposés au front de celui-ci en bourrelets successifs, en fonction de l'extension plus ou moins grande du névé. Les deux "amphithéâtres" emboîtés du Jas de Malamort sont dus à un dépôt de ce type. La moraine du Cros des Chevrettes (en versant nord de l'Aiguille de Morges) montre une succession complexe de bourrelets ; en outre, il est presque certain dans ce dernier cas, qu'un peu de glace subsiste sous les accumulations de blocs et assure encore un certain mouvement de la moraine : à ce titre, on pourrait parler de "glacier rocheux".

- Les formations fluvio-glaciaires

Bien souvent, des moraines sont remaniées par une érosion torrentielle importante. Elles perdent ainsi toute forme propre et leur matériel se trouve réparti sur de larges surfaces de pente très régulière, où divaguent les torrents. Çà et là, quelques énormes blocs témoignent de l'origine glaciaire de ces dépôts. Le vallon de Chabournéou, le vallon de la Pierre, ainsi que celui de Chanteloube, montrent de bons exemples de tels épandages.

2 - Les éboulis

La fracturation importante, jointe à l'alternance répétée des gels et dégels, favorisent la formation d'éboulis. De façon générale, ceux-ci se localisent au pied de toute paroi rocheuse dès qu'il n'y a plus de glacier. Les éboulis les plus importants se situent en bordure sud de la région étudiée. C'est le cas de celui du vallon de Rougnoux, alimenté par l'importante falaise de grès nummulitiques de la crête du Martinet, d'où se détachent, en permanence, des blocs de toutes tailles.

3 - La morphologie en cônes

L'origine de ces cônes est souvent mixte. En effet, la plupart des couloirs ou des ravins, d'une part canalisent les chutes de pierres, d'autre part sont parcourus par des torrents charriant leurs propres matériaux, et par les grosses avalanches entraînant souvent une quantité appréciable de matériel rocheux. A la sortie du couloir, les dépôts se répartissent en cônes réguliers. La pente moyenne, qui peut atteindre 35° pour les cônes d'éboulis ou d'avalanches, est généralement plus faible quand prédomine l'influence torrentielle.



Photo n° 2 . De gauche à droite : la Pointe de Verdonne (3327 m), le Col de Verdonne (3138 m) et la Pointe de Chabournéou (3250 m), dominant le glacier de Chabournéou .

Dans le vallon de la Pierre, le versant rive gauche du Drac montre de très nombreux cônes juxtaposés. Il apparaît que le matériel formant ces cônes a été rapporté par simple gravité (éboulis, avalanche). Mais des torrents permanents ou temporaires y circulent. Ils érodent la partie supérieure du cône, en y creusant souvent un lit profond, et redéposent le les matériaux à la base, tendant ainsi à adoucir la pente moyenne.

4 - Les replats fluvio-lacustres ou fluviaux

La pente généralement forte des torrents ne favorise pas le dépôt d'alluvions. Cependant, chaque fois qu'un barrage naturel existe, ou a existé, on observe à l'amont un replat correspondant au comblement d'une dépression plus ou moins marquée par des dépôts torrentiels ou lacustres.

"Le Pré" de Vallonpierré est dû aux dépôts lacustres en arrière d'un important barrage morainique.

En Champoléon, un peu en amont de la "Cabane Pastorale", la terrasse du "Pré de la Chaumette", située à 3 ou 4 m au-dessus du niveau des alluvions actuelles, témoigne d'une ancienne phase de comblement de la vallée, en amont d'un barrage formé par un cône de déjection, réentaillé par la suite. Il est à noter que les alluvions sont très perméables et sans doute assez épaisses ; les eaux du torrent de la Pierre, qui draine un bassin versant de 7,8 km², circulent en temps normal, entièrement sous ses alluvions.

Il en est de même d'une bonne partie des eaux des torrents des Bans et de la Selle, dans la petite plaine d'Entre-les-Aigues.

C. - PRESENTATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE

La conquête du massif des Ecrins par les alpinistes, il y a un peu plus d'un siècle, a précédé de peu les premières "reconnaitances" géologiques. Mais les études de formations anciennes seront rares et souvent imprécises. Il convient tout de même de citer les travaux opiniâtres de P. TERMIER (1892 à 1928). La carte géologique (feuille Briançon) au 1/80 000, publiée en 1900, absolument remarquable pour l'époque, est le premier grand jalon dans l'histoire de la connaissance du massif des Ecrins.

Mais l'étude systématique et approfondie de celui-ci, dans une optique moderne, ne débute que vers 1960, parallèlement à des travaux déjà entrepris dans les massifs voisins de Belledonne, des Grandes Rousses et du Taillefer.

En 1962, P. LE FORT aborde l'étude de la région du Chaillol, pénètre ensuite plus au cœur du massif, puis étend rapidement ses travaux à toute la partie occidentale du massif des Ecrins. Sa thèse (Nancy, 1971) apporte une contribution majeure à la connaissance de ce massif.

Pendant ce temps, la partie orientale était étudiée conjointement par A. PECHER, J.C. LACOMBE, C. GILLOT-BARBIERI et A. BARBIERI (thèse Grenoble, 1970).

P. GIBERGY étudie depuis plusieurs années, la bordure ouest du massif (Valbonnais, Valjouffrey).

Récemment, F. BARTOLI (1973) complétant les travaux d'OZOUAK (1965), apportait de nouvelles précisions sur l'histoire géologique du massif.

Les travaux de ces différents auteurs ont conduit à distinguer, dans le socle anté-houiller, les grands ensembles suivants (fig. 4) :

Un ensemble "A", vraisemblablement précambrien, comprenant :

Aa) - les gneiss acides et amphibolites du linéament de la Pilatte - Peyre Arguet, dérivant de formations volcano-détritiques, affectées par un premier métamorphisme d'affinité granulitique, et éventuellement repris par la migmatisation "principale".

Ab) - des gneiss acides, parfois ocellés avec des passées basiques, dérivant de formations volcano-sédimentaires ayant subi un métamorphisme catazonal.

Les gneiss "Ab" montrent les traces de deux migmatisations. La première n'est observée seule que localement (gneiss du Doigt de Dieu) ; la seconde dite "principale", est souvent largement développée (migmatites d'Arsine, du Bec de l'Homme, des Bans, de Claphouse) et peut même effacer totalement les caractères originels des formations affectées (migmatites du Pigeonnier).

Ac) - les gneiss ocellés de Crupillouse, dérivant d'un granite porphyroïde, probablement intrusif dans l'ensemble Ab, et affecté par la migmatisation principale.

Un ensemble "B", auquel peuvent être rattachés :

1 - un ensemble à dominante amphibolitique (Aillefroide-Lavey), d'origine volcanique et volcano-détritique. Cet ensemble montre des paragenèses du faciès amphibolite. Il a en outre, été affecté à des degrés variables par la migmatisation principale, non encore datée.

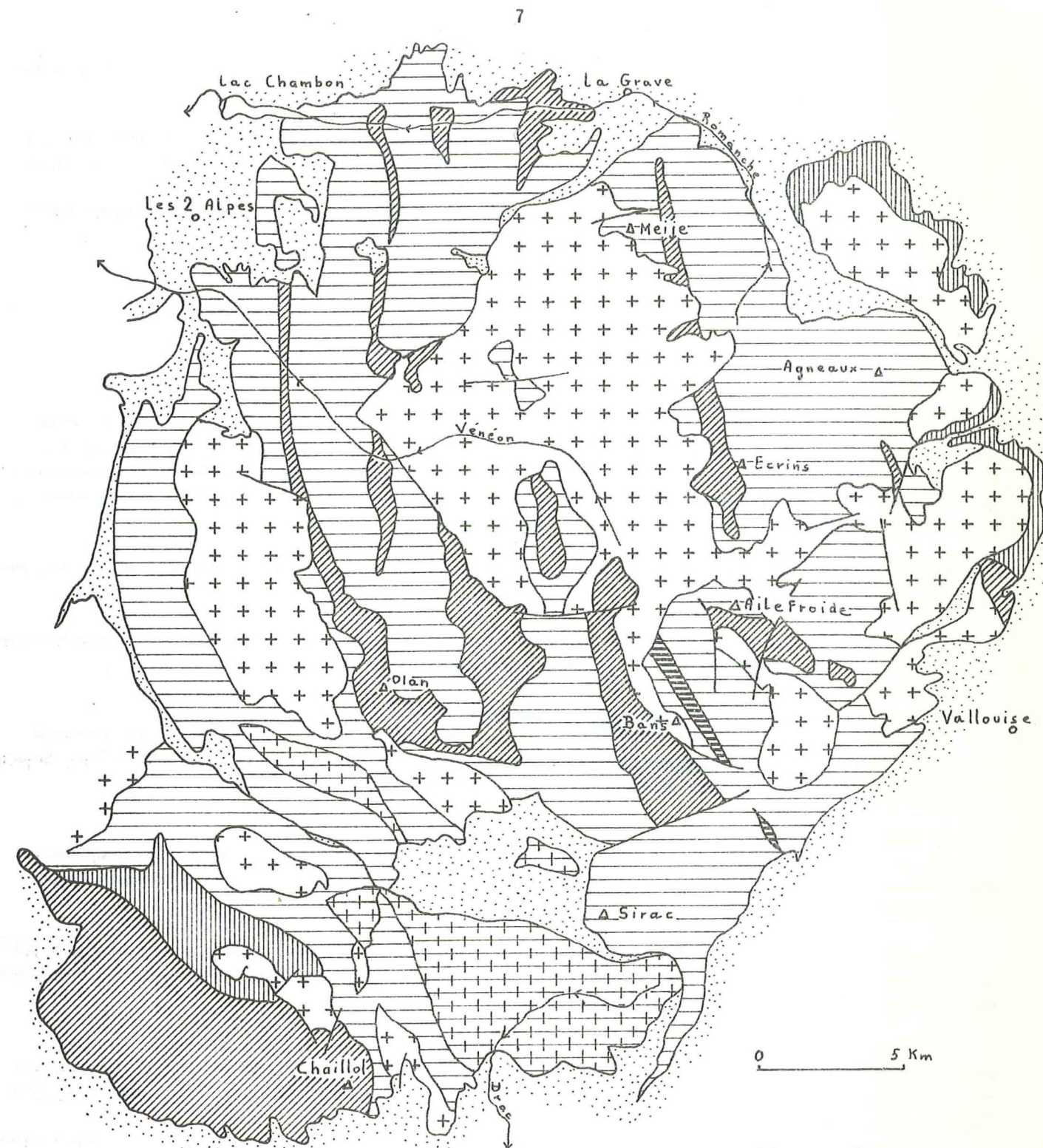
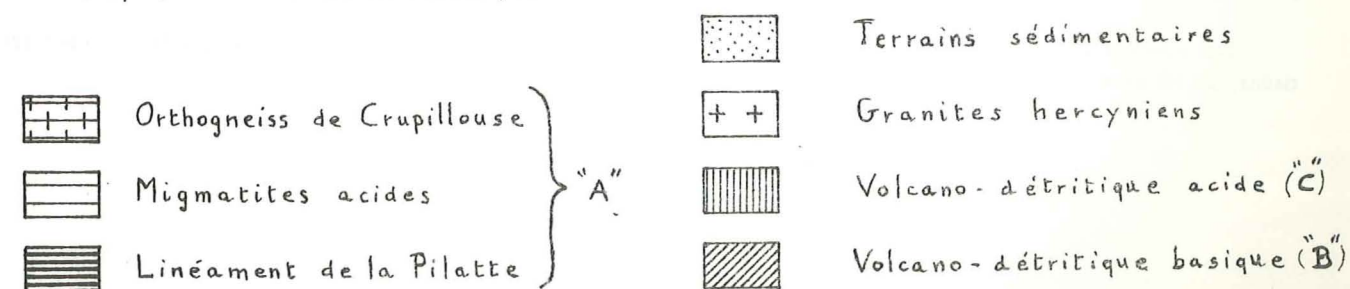


Figure 4 -

SCHEMA STRUCTURAL DU MASSIF ECRINS-PELVOUX

d'après P. Le Fort et A. Pêcher, 1971



2 - une série dite "corticale" (Chaillol), avec des amphibolites, des leptynites, des micaschistes. Le métamorphisme est mésozoïque ; cet ensemble est indemne de toute trace de migmatisation.

Un ensemble "C", représenté, essentiellement au Combeynot et à l'Eychauda, par des gneiss acides et porphyroïdes, qui témoignent de phénomènes volcaniques et volcano-détritiques acides. Le métamorphisme est faible, la migmatisation absente. Un âge dévono-dinantien (faciès C₁lm) paraît probable.

Enfin des granites intrusifs, considérés comme hercyniens, en nombreux massifs souvent distincts recoupent indifféremment les ensembles ci-dessus.

D. - PRESENTATION DE LA CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU SIRAC (voir planche hors texte)

L'ensemble du Sirac est assez nettement individualisé

A l'Ouest et au Sud Ouest, il est délimité par un important chevauchement. Le long de la partie nord de cet accident, le contact se fait sur les terrains mésozoïques du synclinorium de l'Aiguille de Morges. Plus au Sud, l'ensemble chevauche directement le cristallin (gneiss de Crupillouse), mais l'accident reste jalonné par de petits lambeaux de terrains sédimentaires. Enfin, dans sa partie la plus méridionale, l'ensemble du Sirac repose, toujours en contact anormal, sur la série spilitique de la Rouite, puis sur le Lias du col de Méollion.

A l'Est, le cristallin du Sirac est recouvert par une série liasique plus ou moins épaisse, mais rarement absente, puis par le Nummulitique (grès du Champsaur).

Au Nord, la limite est l'étroit synclinal du glacier de Surette, assez complexe dans le détail, qui prolonge vers l'Est le synclinal du Pic Gazonné (branche nord de la cuvette de Morges).

Les formations cristallines adjacentes à l'ensemble du Sirac sont les suivantes :

Au Sud Ouest, les gneiss ocellés du massif méridional de Crupillouse ; formation très développée, très homogène, elle dérive d'un ancien granite porphyroïde. Nous verrons que ces gneiss constituent également, à l'Ouest du Sirac, le petit massif de Vallon Clos, complètement ceinturé par les formations mésozoïques, qu'il chevauche localement.

Au Nord, on distingue d'Ouest en Est :

- les migmatites granitoïdes du Pigeonnier, formation acide caractérisée par des plissements complexes et deux phases de migmatisation, les effets de la seconde étant toutefois ici très importants. Elles sont découpées par un réseau de fractures N 160°.

- une puissante série à caractère basique : amphibolites dominantes et gneiss, qui forment une bande se prolongeant au Nord jusqu'au Pic du Sais. Sous ces amphibolites, on note dans les migmatites du Pigeonnier une migmatisation très intense pouvant conduire localement à un véritable granite d'anatexie.

L'ensemble du Sirac est constitué de gneiss et migmatites très variés, au sein desquels apparaissent des niveaux amphiboliques. La carte fait apparaître des migmatites rubanées, généralement bien litées, et des zones plus fortement migmatisées (diatexites), notamment dans la partie nord est de la région étudiée. On remarquera, à l'Ouest du Pic de la Cavale, un secteur peu étendu où apparaît un véritable granite d'anatexie.

Le faciès assez caractéristique des gneiss ocellaires apparaît le plus largement dans la partie ouest du massif du Sirac, et de façon moins étendue dans le vallon de la Selle.

Les gneiss ocellés, peu abondants, sont principalement représentés au Sud de la Pointe de Chabournéou, mais apparaissent dans l'ensemble du secteur en niveaux peu épais au sein des gneiss ocellaires et des migmatites rubanées.

Des niveaux amphiboliques sont assez bien répartis dans l'ensemble du massif, sauf dans les zones les plus migmatisées, au NE et au S. Enfin, on note de rares intrusions basiques grenues (dolérites).

DEUXIEME PARTIE - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS

CHAPITRE 1 - ENSEMBLE DU SIRAC

CHAPITRE II - ENSEMBLE DE VALLON CLOS

CHAPITRE III - BOUTONNIERES DU FOURNEL ET DE DOURMILLOUSE

DEUXIEME PARTIE - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS

CHAPITRE I : ENSEMBLE DU STRAC

A. - LES FORMATIONS AMPHIBOLIQUES

Elles seront étudiées en premier lieu car ces roches sont celles dont la représentation cartographique est la plus aisée. Alors que les gneiss et les migmatites plus acides présentent un grand nombre de faciès, passant tous les uns aux autres, il est toujours assez facile de déterminer sur le terrain si un échantillon contient ou non de l'amphibole.

Ces amphibolites apparaissent en niveaux, dépassant rarement quelques dizaines de mètres d'épaisseur, interstratifiés dans des gneiss et des migmatites. Cette épaisseur n'est jamais régulière et il est bien rare de pouvoir suivre ces niveaux, sur plus de 400 mètres.

En fonction de la zone considérée à l'intérieur d'un même niveau amphibolique, et du degré de migmatisation, on observe des faciès variés pouvant passer plus ou moins rapidement les uns aux autres. De même, les contacts avec les gneiss encaissants sont toujours progressifs. D'une façon générale, il faut remarquer que les niveaux amphiboliques semblent résister beaucoup mieux à la migmatisation que les gneiss avoisinants. A l'intérieur d'un même banc amphiboliques, certains niveaux, pourtant juxtaposés, se comportent de façon très différente ; par exemple, on peut avoir un niveau de véritables migmatites en contact assez franc avec un niveau d'amphibolite fine, indemne de toute migmatisation.

En zone peu migmatisée, le passage des amphibolites aux gneiss biotitiques se fait par variation des proportions d'amphibole et de biotite, et on observe ainsi tous les faciès intermédiaires entre eux. Il n'y a que dans le cas, rare, d'enclaves amphiboliques dans les gneiss que le contact est brutal, puisque tectonique : les enclaves, décimétriques à métriques, représentent alors les restes d'anciens niveaux amphiboliques boudinés et disloqués. Une bordure quartzofeldspathique existe souvent sur le pourtour de l'enclave.

La migmatisation se manifeste de diverses façons. Elle peut consister en une ségrégation lit par lit des minéraux clairs et sombres, ce qui donne une amphibolite rubanée. Mais cet aspect n'est peut être pas toujours d'origine migmatitique, et le rubanement pourrait correspondre, au moins en partie, à un litage originel.

Mais bien souvent, la migmatisation s'opère dans la masse de la roche sans qu'on observe, de suite, une ségrégation tranchée entre les minéraux blancs et ferromagnésiens. A partir des amphibolites fines massives qui représentent les termes les moins transformés, une recristallisation plus ou moins généralisée provoque une augmentation progressive de la taille des minéraux, sans que leurs proportions respectives varient, du moins au début. Si le processus s'accentue, les minéraux blancs vont avoir progressivement tendance à migrer et à se rassembler dans certaines zones. Parallèlement, les amphiboles, regroupées, recristallisent en individus de plus en plus grands (jusqu'à 2 cm). Toutefois, la séparation entre leucosome et mélanosome n'est jamais complète : il subsiste toujours du feldspath, et même un peu de quartz, dans l'amphibolite sombre, et le mobilisat de son côté contient toujours quelques cristaux d'amphibole. Ce mobilisat, en se développant, forme à travers la roche un réseau de filons leucocrates anastomosés. Le gonflement de ceux-ci, en isolant complètement des blocs amphiboliques conduit à une structure agmatitique.

Assez rarement, la migmatisation, au lieu de créer une hétérogénéité, conduit à une roche très homogène, sans aucune orientation, assez proche d'une diorite ou d'une granodiorite.

Ainsi les formations amphiboliques présentent des faciès variés dont les relations entre eux viennent d'être rapidement évoquées. Seuls les termes principaux et les mieux représentés seront décrits ici.



Fig. 6 AMPHIBOLITE SN313

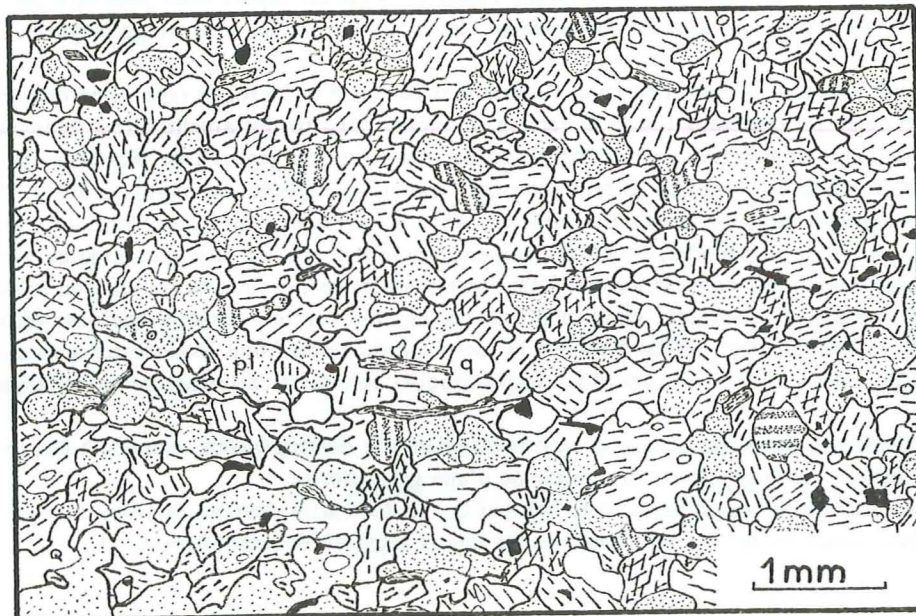


Fig. 5 AMPHIBOLITE FINE SN54

I - AMPHIBOLITES MASSIVES

Les roches groupées sous ce terme sont souvent très sombres car l'amphibole y apparaît en quantité importante.

1 - Amphibolites à grain fin

a) - Aspect macroscopique

Ce type de roche, peu mobilisé, forme des niveaux compacts gardant une composition homogène sur d'assez grandes distances. En cassure, elle est presque noire ; la patine, elle, est grise, légèrement verdâtre. La présence de petites paillettes de chlorite, bien visibles, donne à la roche une certaine orientation. Les autres minéraux, non discernables à l'œil nu, forment un assemblage à grain très fin.

b) - Aspect microscopique (fig. 5)

On observe un assemblage équi-granulaire principalement formé de plagioclases et d'amphiboles. La taille des grains ne dépasse jamais 1 mm.

Les plagioclases représentent à peu près 35 à 40 % des minéraux. On en distingue deux types :

- les plus abondants sont les individus de plus grande taille (jusqu'à 0,6 mm) ; ils ont des formes irrégulières et sont souvent complètement altérés. Ils peuvent contenir des fragments d'amphiboles. Il s'agit d'andésine An 30 à 45.
- les cristaux plus petits, trapus, peu altérés, en quantité moindre, sont formés d'oligoclase An 10 à 14.

L'amphibole constitue sensiblement 50 % de la roche. Les cristaux, généralement de 0,2 à 0,8 mm, montrent des formes très irrégulières, avec des sortes de golfes occupés par les plagioclases. Les caractères optiques sont les suivants : $2V = -62$ à -68° ; $Ng/c = 20$ à 25° ce qui correspondrait, d'après TROGER (1959), à une hornblende ferrique ; une mesure donne toutefois : $2V = -76^\circ$; $Ng/c = 16^\circ$ (hornblende très magnésienne).

De la chlorite, en paillettes de taille inférieure à 1 mm, se développe souvent aux dépens de l'amphibole, dont elle peut englober complètement des restes. Des trainées opaques sont abondantes dans ses clivages. Contrairement aux autres minéraux, elle est très nettement orientée. Elle forme 5 à 10 % de la roche.

Le quartz est peu abondant. Il se présente le plus souvent en cristaux subarrondis de 0,1 à 0,2 mm, plus rarement en plages de formes irrégulières, atteignant 0,5 mm. Il apparaît parfois en petites inclusions globulaires dans les amphiboles. Enfin, il peut constituer le remplissage de quelques microfractures.

On note la présence de minéraux opaques, en plages irrégulières de quelques dixièmes de millimètres, ainsi que d'apatite et de sphène.

2 - Amphibolites à grain moyen

a) - Aspect macroscopique

Ces roches, extrêmement compactes, sont les plus répandues dans toutes les formations amphiboliques. En cassure fraîche, on remarque les plans de clivages miroitants des cristaux d'amphibole, qui ne présentent généralement aucune orientation privilégiée. On note, sur un même échantillon, des variations rapides de composition minéralogique, avec des zones où il semble n'y avoir presque que de l'amphibole, et d'autres, plus claires, où le feldspath est très développé. La taille des amphiboles diminue là où la quantité de feldspath s'accroît.

b) - Aspect microscopique (fig. 6)

Le quartz n'est jamais abondant (quelques %). Il se présente soit en cristaux isolés, soit en inclusions globulaires dans les amphiboles, soit, plus souvent, associé à des minéraux dans des filons ou plages irrégulières. Dans les échantillons SL 529 et SN 313, affectés localement par une intense fracturation, le quartz forme de petites plages de formes irrégulières de 0,2 à 1,2 mm, à extinction roulante ; les inclusions fluides y sont le plus souvent alignées en trainées, ce qui lui donne un aspect sale. Il contient un minéral de type vermiculite, très fin. De fines fractures remplies de limonite le traversent.

La quantité de plagioclase varie entre 20 et 50 % selon les zones considérées. Sa répartition quantitative semble aléatoire et ne détermine pas de foliation ni d'orientation quelconque. On en observe deux types :

- Les plus abondants sont toujours intensément séricitisés et il est souvent impossible de déterminer la limite entre

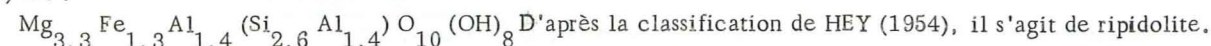
deux individus voisins ; on observe alors des plages aux contours extrêmement irréguliers, formant des golfes dans les amphiboles. De rares mesures sur des plagioclases un peu moins altérés indiquent que la labasité varie au moins entre An 28 et An 38 (andésine). Les inclusions variées y sont fréquentes : amphibole, chlorite, quartz, épidote.

- En faible quantité des individus plus petits (quelques dixièmes de mm, tout au plus), peu altérés, à tendance automorphe. Il s'agit d'albite An 5 à 10.

L'amphibole constitue, en moyenne, 50 % de la roche, mais son importance peut atteindre 80 % dans certaines zones. On remarque d'une façon générale que la taille des cristaux est d'autant plus petite, et leurs contours d'autant plus irréguliers, que les plagioclases sont plus abondants ; cette taille varie entre 0,2 et 5 mm. Dans les zones très pauvres en plagioclase, au contraire, les cristaux d'amphibole peuvent atteindre 2 cm et ont tendance à être automorphes. Dans tous les cas, les inclusions diverses sont fréquentes : globules de quartz, plagioclase, chlorite, apatite, sphène, minéral.

Il s'agit d'une hornblende verte, à pléochroïsme net vert pâle à vert olive, et dont les caractères optiques ($2V = -70$ à -78° ; $Ng/c = 17$ à 20°) sont ceux d'une hornblende très magnésienne ($Mg / (Mg + Fe + Mn + Ti) = 70$ à 75%).

La chlorite, assez fréquente, apparaît en baguettes incolores à vert pâle de 0,2 à 1 mm, assez souvent tordues, et d'allure déchiquetée. Des minéraux opaques le long de ses clivages lui donnent un aspect sale. Elle se développe parfois dans les clivages de l'amphibole, mais, le plus souvent, la recoupe sans orientation préférentielle. Quand elle est abondante (15 % de l'échantillon SL 529 par exemple), elle peut former des lits discontinus donnant à la roche une certaine orientation. La composition approchée de la chlorite SN 313, déterminée au moyen des rayons X (R. AUMAITRE et G. BUFFET, 1973) est :



On note, assez rarement, la présence de petites rosettes à texture radiaire polarisant dans les gris bleuté (ripidolite) ; c'est une chlorite tardive.

De l'épidote (pistachite) apparaît en petits grains isolés de 0,1 à 0,3 mm ou en minces filonnets.

Le sphène est assez fréquent, en petits cristaux automorphes souvent très fracturés, atteignant 0,4 mm ; du leucoxène forme des plages d'aspect sale, aux contours irréguliers.

Enfin, il faut noter la présence d'un peu de zircon, d'apatite et de minéraux opaques ; ceux-ci sont assez fréquents (dans l'échantillon SN 317 par exemple), sous forme de grains irréguliers de 0,2 à 6 mm au sein de plages quartzieuses.

La composition modale (% volumiques sur 2 000 points) d'une zone "moyenne" de SN 313 est la suivante :

amphibole	54,6 %
plagioclases	38,2 %
quartz	1,8 %
chlorite ancienne	2,3 %
épidote	{ 1,6 %
chlorite tardive	
sphène, zircon	
apatite, minéraux	{ 1,5 %

3 - Amphibolites rubanées

a) - Aspect macroscopique (fig. 7, p. 15)

Ce type de roche montre une texture stromatolite nette : alternance de lits sombres, riches en amphiboles, et de lits plus clairs (couleur crème à orangée) à prédominance feldspathique. L'épaisseur des lits est variable, généralement millimétrique à centimétrique. Ces lits sont parfois légèrement ondulés. La composition et la granulométrie des lits amphiboliques sont très variables.

b) - Aspect microscopique (fig. 8, p. 15)

Le quartz, peu abondant, se présente le plus souvent en cristaux isolés, aplatis, ou regroupés en amandes allongées de 1 à 4 mm de long, disposées selon la foliation. Il recoupe parfois nettement les autres minéraux et, dans ce cas, sa recrystallisation est tardive. Il peut aussi apparaître en petits globules dans les plagioclases et les amphiboles.

Les plagioclases, qui constituent en moyenne la moitié de la roche, se présentent sous deux formes :

- les cristaux millimétriques, toujours intensément séricitisés ; et de formes irrégulières sont les plus abondants. Ils donnent, avec les amphiboles, des intrications aux contours sinueux. Leur composition n'a pu être déterminée ;

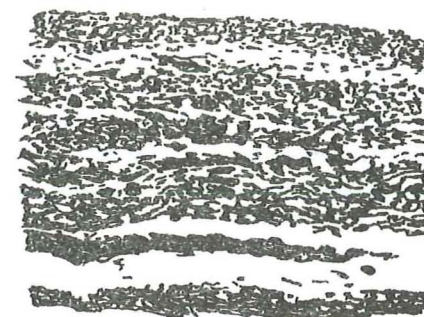


Figure 7

AMPHIBOLITE RUBANÉE SL 46

Echelle 1

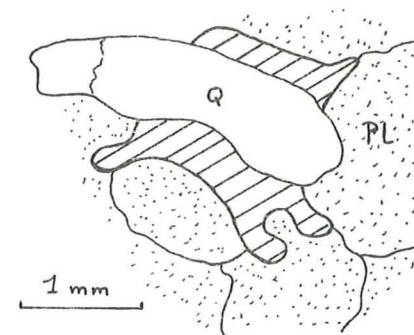
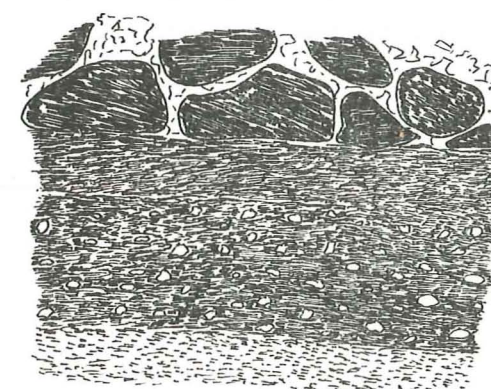


Fig. 8

QUARTZ DISCORDANT DANS SL 46



Agmatite

15 cm

Amphibolite fine

40 cm

Micaschiste oeilé

Gneiss fin à amphibole

Figure 9 POSITION DES MICASCHISTES A DISTHENE

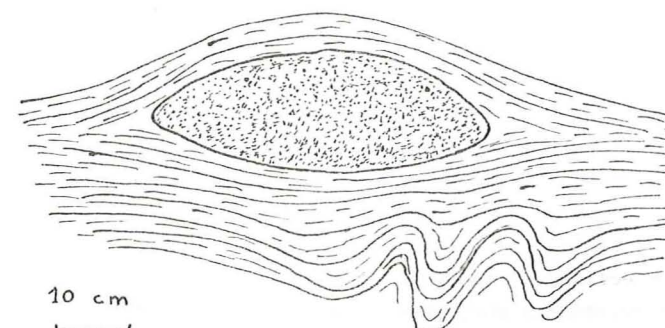


Figure 10

ENCLAVE AMPHIBOLIQUE

- Des cristaux d'oligoclase (An 10 à 15), de 0,1 à 0,4 mm, peu ou pas altérés, à tendance automorphe, sont beaucoup moins fréquents.
- Le feldspath potassique, en très petits cristaux, apparaît exceptionnellement dans certains niveaux clairs
- L'amphibole, plus ou moins abondante selon la nature des lits, représente sensiblement 35 % des minéraux. Ses cristaux qui font de 0,4 à 3 mm, ont toujours des contours très irréguliers. Les inclusions de toutes sortes (quartz, plagioclase, sphène, épidote, apatite, chlorite) sont fréquentes. Cette amphibole est parfois cassée, tordue, et du quartz peut se développer dans ses clivages. Le pléochroïsme est net, dans les verts à brun vert. Les caractères optiques sont variables : $2V = -62^\circ$ à -78° ; $Ng/c = 12$ à 22° ; les valeurs les plus fréquentes ($2V = -73^\circ$; $Ng/c = 18^\circ$) sont celles d'une hornblende très magnésienne ($Mg/Mg + Fe + Ti + Mn = 70\%$).
- La chlorite, fréquente, se développe dans l'amphibole, en respectant ou non ses directions cristallographiques.
- L'épidote (zoïsité et clinozoïsité) est assez fréquente, en petits grains isolés ou, plus souvent, en filonnets de 0,1 à 0,2 mm d'épaisseur, recoupant indifféremment tous les minéraux.
- Le sphène, en grains de 0,1 à 0,5 mm, est très fréquent ; il peut représenter jusqu'à 5 % des minéraux dans certains lits amphiboliques.
- Les minéraux opaques apparaissent en grains isolés subautomorphes, ou bien forment quelques trainées sales.
- L'apatite est présente, en faible quantité.

4 - Faciès dioritique

Une mobilisation assez forte peut donner naissance à des amphibolites à texture tout à fait équate ; les minéraux ne montrent aucune orientation privilégiée. L'aspect est très proche de celui d'une diorite. Les amphiboles, isolées ou rassemblées en petits amas, forment des taches sombres régulièrement disposées dans l'ensemble de la roche, constituée en majeure partie de plagioclase (plus de 60 %). La teinte d'ensemble est grise.

Les minéraux constitutifs sont les mêmes, avec sensiblement les mêmes compositions que celles des amphibolites décrites précédemment ; le feldspath potassique est toutefois présent de façon plus régulière, mais jamais abondant.

II. - GNEISS A AMPHIBOLE

Ce terme désigne une catégorie de roches à caractère plus gneissique, mais où l'amphibole, toujours présente, ne s'y trouve qu'en faible quantité (jusqu'à 10 %). On les rencontre associées à des amphibolites massives, dont elles peuvent constituer les termes de passage aux formations franchement gneissiques. Les faciès sont nombreux ; un type moyen sera présenté ici.

a) - Aspect macroscopique

Dans une mésostase de couleur grise, à grain fin, montrant un litage peu net, apparaissent des cristaux d'amphibole, préférentiellement selon certains niveaux. Des grains feldspathiques blanchâtres, de 3 à 4 mm au maximum, sont répartis dans l'ensemble de la roche. A l'échelle de l'affleurement, on peut parfois observer des enclaves décimétriques d'amphibolite massive, cernées par des bordures de réaction plus claires.

b) - Aspect microscopique (fig. 11, p. 23)

Le quartz est assez fréquent ; les cristaux, qui ne dépassent pas 0,2 à 0,3 mm, sont, soit isolés, soit groupés en plages allongées selon la foliation.

Les plagioclases sont très abondants (50 à 60 %)

- Il s'agit surtout d'individus arrondis, de taille variable (0,2 à 3 mm en moyenne), isolés les uns des autres par des phyllites (structure cloisonnée). Ils sont parfois zonés (cœur plus basique) ; la séricitisation est souvent très importante. Quelques mesures sur les individus les moins altérés montrent que la composition varie au moins entre An 20 et An 30, avec un maximum vers An 28. Quelques cristaux sont antiperthitiques.

- Quelques plagioclases, plus petits, trapus et non altérés sont de l'albite An 10.

Le feldspath potassique est peu abondant (quelques %) et en cristaux assez petits. Quelques individus plus grands (2 à 3 mm) peuvent toutefois exister.

L'amphibole forme rarement plus de 10 % de la roche. Les cristaux, de formes très irrégulières, ont de 0,2 à 0,8 mm ; leur aspect corrodé par le quartz ou le plagioclase, dont ils peuvent contenir des inclusions, est assez particulier. Dans certains échantillons, l'amphibole n'est présente que dans certains niveaux, en individus le plus souvent isolés ; dans d'autres, par contre, la répartition semble aléatoire et les cristaux peuvent se grouper en amas de quelques millimètres.

Dans l'échantillon SL 416, l'amphibole est une hornblende verte à brune, dont les caractères optiques sont $2V = -75^\circ$; $Ng/c = 19^\circ$ ($Mg/Mg + Fe + Ti + Mn = 72\%$). Dans SN 5A, elle est incolore ou vert pâle, non pléochroïque ($2V = -66^\circ$ à -78° ; $Ng/c = 14$ à 18°).

La biotite, presque toujours complètement chloritisée, est abondante (15 à 20 %). Dans certains lits, elle forme un réseau assez dense de baguettes enchevêtrées, de 0,2 à 0,3 mm en moyenne, sans orientation particulière, isolant les feldspaths les uns des autres. Des trainées opaques sont abondantes dans ses clivages ; ses couleurs de polarisation sont brun ou bleu lavande.

Le sphène est fréquent. Rarement automorphe, il apparaît le plus souvent en débris de formes irrégulières, fissurés ; de la chlorite se développe dans ses fractures.

De petits zircons, ainsi que des débris d'apatite et de grenat, de 0,1 à 0,2 mm, se localisent préférentiellement dans certains niveaux.

De petits grains d'épidote (pistachite) s'observent dans l'ensemble de la roche.

c) - Remarque

L'abondance des minéraux détritiques, la répartition de ceux-ci et des amphiboles, la forme et la disposition des plagioclases semblent indiquer qu'on a à faire bien souvent à une ancienne roche détritique à débris de roches volcaniques basiques (grauwackes s. str.). Les enclaves d'amphibolite massive, parfois observées pourraient être des fragments de coulées, disloquées et boudinées.

III. - ENCLAVES AMPHIBOLIQUES

a) - Aspect macroscopique

Au sein des gneiss, et souvent assez loin des niveaux amphiboliques, on remarque parfois la présence d'enclaves sombres, généralement métriques, de forme arrondie ou lenticulaire. Ce sont des amphibolites à grain fin, ne montrant que rarement une orientation. La foliation des gneiss encaissants contourne l'enclave et, aux abords de celle-ci, les éventuels plissotements s'amortissent très vite (fig. 10, p. 15). Une bordure quartzo-feldspathique entoure souvent l'enclave amphibolique.

b) - Aspect microscopique

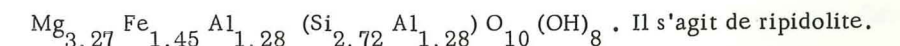
Le quartz, peu abondant (5 à 10 %), apparaît le plus souvent en cristaux isolés de 0,1 à 0,4 mm, formant fréquemment des golfes en bordure des amphiboles ou des biotites, ainsi que des inclusions globulaires à l'intérieur de ces minéraux.

Les plagioclases constituent 15 à 20 % de la roche. Ils sont complètement séricitisés ; accolés les uns aux autres, ils donnent des plages d'allure sale, de formes très irrégulières.

Le feldspath potassique est rare. Il apparaît en très petits cristaux régulièrement disséminés dans toute la roche.

L'amphibole (35 à 40 % de la roche) se présente en cristaux millimétriques (jusqu'à 2 mm) disposés en tous sens. Sa couleur est vert pâle ; ses caractères optiques ($2V = -69^\circ$ à -78° ; $Ng/c = 21$ à 24°) sont ceux d'une hornblende verte très magnésienne.

La biotite est aussi abondante que l'amphibole. Les baguettes de 0,2 à 0,8 mm, ne montrent aucune orientation particulière. Elles se développent souvent aux dépens de l'amphibole, en respectant ses directions cristallographiques ou en la recoupant selon n'importe quel angle. La chloritisation est assez poussée. La détermination aux rayons X d'une chlorite provenant d'une telle enclave (PM 96e) indique la composition approchée suivante :



De la muscovite (quelques %) se développe souvent dans les feldspaths ou l'amphibole, postérieurement à la biotite, qu'elle peut recouper. Les baguettes, qui ne montrent aucune orientation préférentielle, font de 0,1 à 0,2 mm.

L'apatite est fréquente. On remarque un peu de zircon et de grenat.

Les minéraux opaques apparaissent généralement en trainées sales, plus rarement en grains automorphes.



Photo 3 .Amas de sillimanite prismatique (échantillon SL 421).



Photo 5 .Cordierite pinitisée (migmatite granitoïde n° SK 511)

Grossissement 80 pour les quatre clichés



Photo 4 .Zircon détritique dans de la sillimanite fibreuse (éch.SQ 61)

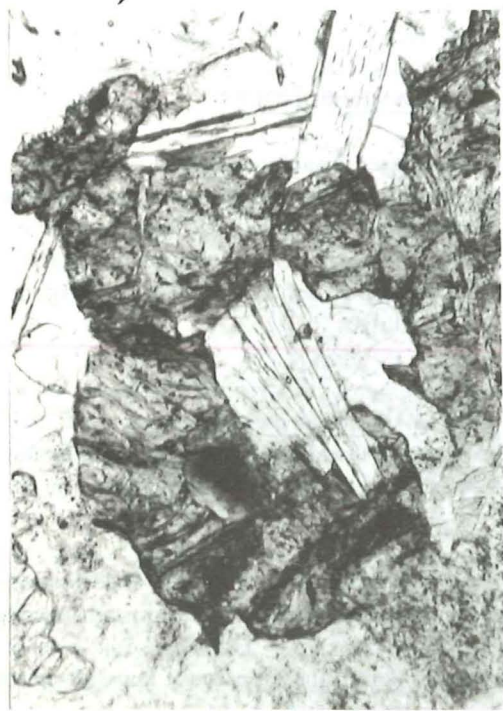


Photo 6 .Grenat altéré ,et muscovite (migmatite claire SP 41)

B. - LES FORMATIONS NON AMPHIBOLIQUES

Elles présentent des aspects extrêmement divers. Tous les faciès qu'on pourrait être tenté de définir sur le terrain passent les uns aux autres sans discontinuité, à tel point que si on voulait mettre des limites cartographiques entre tous les types pétrographiques (il faudrait alors travailler à très grande échelle) d'une part ceux-ci seraient innombrables, et d'autre part, les limites ne seraient certainement pas placées de la même façon si l'on parcourait un affleurement dans un sens ou dans l'autre.

J'essayerai malgré tout, peut-être de façon arbitraire, de définir un certain nombre de faciès assez caractéristiques, en soulignant bien que ce qui se voit sur le terrain ne correspond nullement à la rigueur apparente d'une telle classification. La plupart des descriptions données seront d'ailleurs des synthèses d'observations faites sur plusieurs échantillons de même nature. Elles seront exposées, autant que possible, en essayant de suivre une intensité de migmatitisation (s) croissante.

On trouvera au début de la quatrième partie (Etude des phénomènes métamorphiques ou migmatitiques) des observations plus générales sur les relations mutuelles entre ces faciès, et l'interprétation qu'on peut en donner.

1 - Micaschiste œillé à disthène-sillimanite

a) - Aspect macroscopique

Ce terme désigne une roche très sombre où apparaissent des petits yeux de couleur blanchâtre à orangée atteignant 1 cm, au sein d'une mésostase sombre, assez fine, formée principalement de biotite. Ce faciès très particulier et peu répandu est décrit en premier car on ne le rencontre qu'en association avec des formations amphiboliques, et, de plus, il n'est pas migmatisé. La figure 9, page 15 montre schématiquement le niveau échantillonné SL 421 interstratifié dans des amphibolites.

De nombreux petits plis affectent cette roche et il n'y a pas de foliation bien visible, mais plutôt une linéation, matérialisée par l'allongement des yeux. La patine de cette roche est rouille.

b) - Aspect microscopique

- Les yeux, généralement polycristallins, sont formés principalement de plagioclase et de quartz ; ils contiennent accessoirement quelques minéraux colorés et, très rarement un peu de feldspath potassique. Ils ont des contours arrondis et, déforment nettement les lits micacés.

Le plagioclase est le plus abondant. Sa taille peut atteindre 2,5 mm. La séricitisation est de degré variable ; les cristaux non altérés sont de l'oligoclase An 15 à 25.

Le feldspath potassique est rare et toujours de très petite taille. Il n'est jamais quadrillé.

Le quartz se présente en plages irrégulières (jusqu'à 0,5 mm), s'insinuant entre les feldspaths ou en petites inclusions dans ceux-ci. Parfois il constitue localement la bordure des yeux.

On remarque un peu de biotite chloritisée, de la muscovite et quelques minéraux opaques.

J'ai trouvé dans un œil, au sein d'un plagioclase localement séricitisé, un cristal de disthène de 0,4 mm de long, complètement ceinturé par de la muscovite.

- Le reste de la roche est sensiblement isogranulaire.

Le quartz, assez abondant, peut constituer des plages allongées, mais le plus souvent, il s'agit de petits individus (jusqu'à 0,1 mm) aux formes irrégulières déterminées par les phyllites qui les entourent.

Le plagioclase, peu abondant, apparaît en éléments de petite taille, de forme généralement arrondie. Il est fortement séricitisé et parfois envahi partiellement par les phyllites.

La biotite est très abondante. Elle forme une trame assez dense de paillettes d'allure déchiquetée, dépassant rarement 0,4 mm ; orientées de façon variée, elles donnent toutefois, statistiquement, une foliation fruste. Dans certaines zones, la biotite peut être très fraîche, alors que dans d'autres, elle est assez fortement chloritisée, avec formation d'oxydes de fer et de leucoxène.

La muscovite, fréquente, apparaît préférentiellement dans certains lits en petites paillettes de taille rarement supérieure à 0,1 mm, disposées en tous sens, soit isolées, soit groupées en amas. Elle est postérieure à la biotite, qu'elle recoupe.

La sillimanite est assez fréquente dans les zones les plus micacées. Elle se présente en prismes automorphes pouvant atteindre 1 mm de long et toujours accolés les uns aux autres pour former des amas importants ; ceux-ci sont faiblement muscovitisés sur leur pourtour. Les prismes ne sont pas orientés. Quelques cristaux de disthène, de taille plus petite, apparaissent toujours complètement blindés de muscovite.

Des grains d'épidote (zoïsité et pistachite) sont localisés dans les lits biotitiques ; la zoïsité peut se développer le long des clivages de la biotite, avec la même orientation.

On note la présence fréquente de petits grenats (0,2 mm) et d'apatite (jusqu'à 0,4 mm). De la pyrite enfin, en grains souvent automorphes, apparaît dans les zones les plus micacées.

c) - Remarques

Il faut souligner que ce faciès est le seul de tout l'ensemble du Sirac où j'ai trouvé du disthène et de la sillimanite prismatique. Ailleurs dans le massif des Ecrins, à l'exception des formations de la Pilatte-Peyre Arguet, la sillimanite prismatique n'apparaît que dans une roche identique, également associée à des niveaux amphiboliques, dans les formations de la Lavey (P. LE FORT, communication orale). Quant au disthène, il est certainement antérieur à blastèse du plagioclase. Son "blindage" systématique par de la muscovite semble prouver que c'est un reste d'une ancienne paragenèse, antérieure à celle de la sillimanite. C'est l'interstratification de ce niveau alumineux dans les amphibolites, lesquelles résistent bien à la migmatisation, qui aurait permis cette conservation.

2 - Gneiss à biotite-sillimanite

a) - Aspect macroscopique

Ces roches, assez sombres, sont très riches en biotite, dont les paillettes millimétriques sont bien visibles en cassure fraîche. Il n'y a pas de ségrégation systématique nette, du type "rubanement migmatitique", entre minéraux clairs et micas, mais la foliation est très bien définie par l'orientation de ceux-ci. L'abondance des phyllites favorise les glissements plans sur plans ; il en résulte un débit en grandes dalles aux surfaces ondulées ; l'altération superficielle leur donne des teintes rouilles avec des reflets mordorés. Ce type de roche est assez répandu dans des zones aux noms particulièrement évocateurs (Vallon de Rougnoux, Pointe des Rousses, les Terres Rouges), et au relief ruiniforme.

b) - Aspect microscopique (fig. 13, p. 21)

Le quartz est abondant. Les cristaux, de taille inférieure à 2 mm, sont soit isolés et à contours arrondis, soit, plus souvent rassemblés en plages de formes très irrégulières, ou en minces bandes parallèles à la foliation et parfaitement limitées par des lits phylliteux. Quelques craquelures ou sutures entre individus voisins sont soulignées par des produits de type limonite.

Le plagioclase est abondant. Les cristaux, de formes souvent irrégulières, ne dépassent pas 3 mm. Le degré de séricitisation est variable : dans une même lame, certains individus peuvent être intacts alors que d'autres, pourtant de même composition, sont intensément altérés. La composition varie au moins dans les limites An 18 - An 25 (oligoclase). Des inclusions de quartz de formes globulaires, ainsi que de biotite ou de muscovite, sont fréquentes ; dans un échantillon (SQ 61) où commence à s'exprimer un mobilisat, on peut même observer à l'intérieur des plagioclases, d'autres plagioclases différemment orientés. Il y en aurait donc deux générations.

Le feldspath potassique n'apparaît qu'exceptionnellement.

La biotite est, dans l'ensemble, assez fraîche. La chloritisation, lorsqu'elle existe, se manifeste surtout dans les lits les plus continus ; dans ce cas, les minéraux opaques dans les clivages sont abondants. La plus grande partie de la biotite se présente en baguettes de taille inférieure à 2,5 mm, soit isolées, soit rassemblées en amas ou en lits discontinus ; leur orientation varie peu autour d'une disposition moyenne qui détermine la foliation. Mais dans certains échantillons : il peut apparaître d'autres biotites, plus petites et beaucoup moins abondantes, sensiblement perpendiculaires aux précédentes. Les biotites de la première génération sont parfois assez fortement tordues. Les baguettes qui apparaissent à l'intérieur des plagioclases sont toujours parallèles à la foliation.

De la muscovite, en baguettes nettement plus petites et moins abondantes, et souvent associée à la biotite. Elle peut lui être rigoureusement parallèle au point de donner une baguette unique, constituée de deux espèces minérales accolées. Il s'agit probablement d'une épigénie de la biotite, dont il reste parfois des témoins non transformés, à l'intérieur même de la muscovite. Mais le plus souvent, celle-ci est franchement sécante.

Certains niveaux très continus ont un aspect très déchiqueté ; on observe des agrégats extrêmement fins disposés en bandes, où peu de micas sont identifiables ; mais il semble que la muscovite y soit prépondérante. Ce lacérage ne



Fig. 13 GNEISS A BIOTITE SP 6A



Fig. 14 OEIL POLYCRISTALLIN SM 61

peut être que d'origine tectonique (mouvements plans sur plans).

Un peu de sillimanite fibreuse, en fines gerbes, apparaît étroitement associée aux niveaux biotitiques. Elle est parfois englobée dans les biotites de seconde génération.

L'apatite est assez fréquente. On note également, en moindre quantité, du sphène, du grenat, des minéraux opaques, ainsi que des zircons fortement roulés).

3 - Gneiss ocellaires

a) - Aspect macroscopique

Ces faciès sont caractérisés par la présence de petits granules feldspathiques arrondis de 1 à 5 mm, très nombreux et régulièrement répartis dans toute la roche. L'aspect le plus typique s'observe en patine : les détails de la mésostase ne sont pas visibles et les petits points blancs à jaunâtres ressortent de façon particulièrement nette sur un fond gris sombre.

Ce type de gneiss est très largement répandu dans le Sirac.

b) - Aspect microscopique (fig. 12)

Le principal caractère de ces roches est la texture cloisonnée : les ocelles feldspathiques sont plus ou moins complètement ceinturés par les micas. A l'exception des ocelles, la taille des minéraux est réduite.

Le quartz n'est jamais très abondant dans les ocelles, même lorsque ceux-ci sont polycristallins, mais, presque systématiquement, il forme à l'intérieur des feldspaths des inclusions globulaires de très petite taille. Par contre, il constitue sensiblement la moitié de la mésostase où il apparaît en cristaux dépassant rarement 0,5 mm. Ceux-ci peuvent être isolés les uns des autres par les micas quand ils sont abondants, mais d'une façon générale, ils sont engrenés les uns aux autres pour donner une mosaïque aux contours irréguliers s'insinuant entre les autres minéraux.

Le plagioclase est le principal constituant des ocelles. Bien souvent, ceux-ci sont formés d'un cristal unique de plagioclase, pouvant atteindre 5 mm, et de forme ovoïde assez régulière. Les plus grands individus montrent des plans de macles parfois fortement tordus, et l'extinction ne peut jamais être totale pour une même plage. Ce plagioclase est presque toujours antiperthitique. Son degré de séricitisation est faible à moyen ; parfois seul le cœur est altéré. La composition varie peu d'une roche à l'autre ; voici quelques valeurs relevées pour différents échantillons : SN 64 : An 20 à 24 ; SO 211 : An 15 à 25 ; SM 21 : An 20 à 25 ; SN 422 : An 20 à 28 ; SM 426 : An 18 à 25. Il s'agit donc d'oligoclase qui contient des inclusions globulaires de quartz et, plus rarement des paillettes de biotite.

Les plagioclases qui apparaissent dans le reste de la roche sont de même nature, mais sont de taille beaucoup plus faible et en quantité très réduite.

Le feldspath potassique est peu abondant et d'assez petite taille. Il n'apparaît que pour former des ocelles, soit seul (cas peu fréquent), soit en association avec le plagioclase. D'abondants bourgeons de myrmérite s'y développent. Parfois on peut retrouver le fantôme d'un grand cristal unique de microcline, complètement remplacé par de la muscovite et du quartz.

La biotite, très abondante, peut former plus de la moitié de la mésostase. La taille des baguettes dépasse rarement 0,8 mm. Elles constituent des amas sans orientation, par enchevêtrement avec du quartz, des lits plus ou moins continus donnant une foliation assez fruste, ou bien se disposent en arcs polygonaux autour des ocelles feldspathiques, qu'elles ceinturent parfois complètement. La biotite peut pénétrer dans ceux-ci, ou s'y trouver en inclusions.

Dans la plupart des cas, la biotite est très fraîche, fortement pléochroïque (vert pâle à brun rougeâtre). Lorsque la chloritisation existe, elle semble se développer en premier lieu à proximité immédiate du feldspath potassique ; ce qui semblerait prouver que celui-ci prend naissance aux dépens de la biotite, au moins dans certains cas. Alors que la teinte du minéral est encore celle d'une biotite et qu'un pléochroïsme net est encore visible, on observe les teintes de polarisation bleues de la chlorite et les clivages sont riches en minéraux opaques. Assez rarement, la chloritisation semble avancée, même si la roche ne contient que peu de feldspath potassique (échantillon SM 21 par exemple).

La muscovite, moins abondante, est étroitement liée à la biotite, et contribue, avec celle-ci, à la détermination de la foliation et au cloisonnement des ocelles feldspathiques. Assez souvent, les deux micas sont intimement associés et paraissent contemporains, mais très fréquemment aussi la muscovite est nettement postérieure à la biotite, qu'elle recoupe franchement. Des phénomènes peu développés de muscovitisation du feldspath potassique peuvent régulièrement être observés.

De l'apatite et du grenat (taille jusqu'à 0,5 mm) sont assez fréquents dans les lits micacés. Ce dernier semble d'origine détritique car il n'est jamais automorphe, mais de formes irrégulières, et toujours craquelé.

Les minéraux opaques sont assez rares.

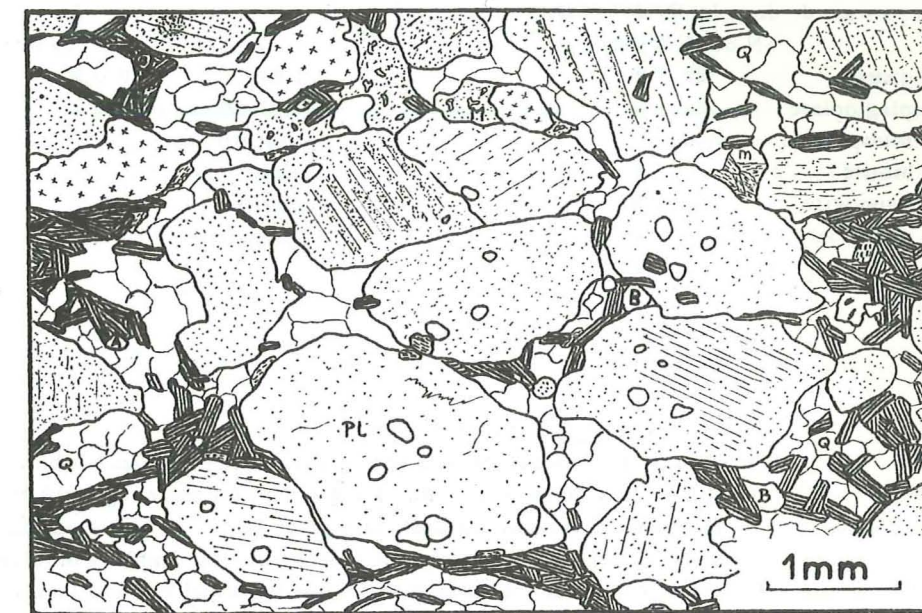


Fig.12 GNEISS OCELLAIRE SN 64



Fig.11 GNEISS A AMPHIBOLE SL 416

Il faut noter enfin que dans certains faciès apparemment cataclastiques, du quartz peut parfois recrystalliser en plages lenticulaires ou en lanières plus ou moins continues, contournant les ocelles. Son extinction est roulante.

Voici la composition de deux faciès de gneiss ocellaires différents :

SN 64 (4 000 points)		SM 21 (3 000 points)	
quartz	29,3 %	quartz	40,6 %
plagioclase	39,5 %	plagioclase	34,0 %
feldspath potassique	6,8 %	feldspath	1,9 %
biotite	22,1 %	potassique	
muscovite	1,3 %	chlorite	17,8 %
myrmékite	0,5 %	muscovite	5,6 %
apatite, grenat	0,5 %		

4 - Migmatites rubanées sombres

a) - Aspect macroscopique

Le rubanement migmatitique est fort bien marqué par une ségrégation nette entre des lits biotitiques abondants et des niveaux quartzo-feldspathiques. L'épaisseur de ceux-ci (jusqu'à 2 à 3 mm) est assez régulière et les niveaux se suivent facilement, ce qui rend les plis particulièrement visibles. En surface polie, on arrive parfois à distinguer des charnières de plis extrêmement plats, parallèles à la foliation ; des plissements plus amples s'observent aisément sur l'affleurement lui-même (échelle décimétrique). Il y a continuité des gneiss ocellaires à ces faciès, par disposition des ocelles selon certains niveaux, ce qui aboutit finalement à leur jonction en bandes quartzo-feldspathiques. Les migmatites rubanées sombres sont particulièrement bien représentées dans tout le versant nord du Sirac.

b) - Aspect microscopique

Le quartz, assez abondant, se présente en cristaux aux contours irréguliers de taille rarement supérieure à 1 mm, se rassemblant en plages allongées, fréquentes en bordures des niveaux clairs. Les sutures sont parfois soulignées par des produits jaunâtres de type limonite. Ces plages englobent souvent de petites paillettes de biotite. Dans les parties sombres de la roche, le quartz est moins abondant, et toujours en petits cristaux isolés.

Dans certains échantillons, il peut former par endroits de longues lanières "discordantes" parallèles à la foliation.

Les plagioclases, parfois de grande taille (jusqu'à 5 mm) ont des contours amiboïdes. Ils contiennent de fréquentes inclusions de biotite (taille jusqu'à 0,6 mm), ou des plagioclases plus petits, orientés différemment. On note également de fines baguettes de muscovite, mais leur localisation préférentielle, près des fissures ou le long des plans de macles semble indiquer que leur développement est tardif. Le quartz peut former dans les plagioclases des golfes de corrosion importants ou de petites inclusions globulaires (inférieures à 0,1 mm).

La séricitisation est de degré très variable. La composition est assez constante ; comme pour les gneiss ocellaires, il s'agit d'oligoclase (An 18 à 28 pour SN 62, An 20 à 25 pour SL 411).

Le feldspath potassique n'est jamais très abondant, mais les cristaux peuvent avoir d'assez grandes tailles. Les bordures myrmékites apparaissent de façon presque systématique.

La biotite, abondante, se présente en baguettes atteignant 2 à 3 mm, rassemblées le plus souvent en lits assez continus, régulièrement espacés, mais aussi de façon isolée, ou en amas peu importants au sein des niveaux clairs.

La chloritisation est généralement faible. La plupart du temps, le pléochroïsme reste net, et les teintes de polarisation sont celles de la biotite, même si les minéraux opaques apparaissent dans les clivages. Mais il n'est pas rare de voir, dans certains échantillons, une chloritisation très poussée des lits biotitiques, dont les contacts sont alors très francs avec les niveaux quartzo-feldspathiques qui semblent les corroder. De fines aiguilles de sagénite peuvent s'observer sur les plans 001.

La muscovite, moins fréquente, est étroitement associée à la biotite, mais son orientation est quelconque. Il s'agit soit de baguettes atteignant rarement 1 mm, soit d'amas très fins, remplaçant peut-être de la sillimanite. Dans bien des cas, elle recoupe la biotite et la remplace en englobant éventuellement les minéraux que celle-ci contenait : zircons, trainées opaques qui subsistent avec leur orientation originelle (voir figure 15).

Quelques grenats, de taille inférieure à 0,4 mm, complètement fracturés, rarement automorphes, sont envahis par de la chlorite fine.

Des cristaux d'apatite (jusqu'à 1 mm), souvent très craquelés, sont fréquents dans les lits micacés.

De l'épidote en très petits grains peut être associée à la chlorite.

On note enfin la présence de petits cubes de minéral opaque (jusqu'à 0,2 mm).

La composition de l'échantillon SN 62 est la suivante (% volumique sur 1 000 points) :

quartz	30,0 %
feldspath potassique	9,4 %
plagioclase	36,8 %
biotite	15,0 %
muscovite	7,7 %
minéraux opaques	0,4 %
grenat	0,3 %
apatite	0,2 %
épidote	0,2 %

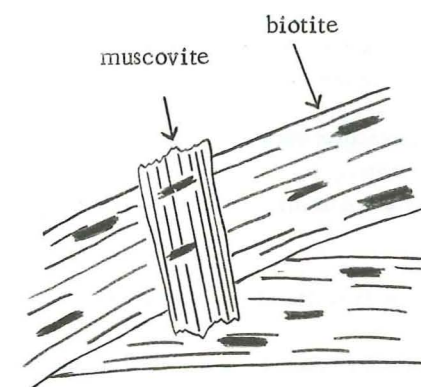


Figure 15 - Développement de la muscovite -

5 - Gneiss œillés

a) - Aspects macroscopiques

Ce terme de "gneiss œillés" ne fait qu'évoquer la présence, dans la roche, de nodules ou yeux de couleur claire, en quantité plus ou moins importante. Ce même terme désigne donc un grand nombre de roches ayant toutes un seul point commun, la présence d'yeux, mais pouvant génétiquement être très différentes. Pour l'ensemble du Sirac, il convient donc d'être plus précis ; aussi en fonction de la nature des yeux, de celle de la roche, de l'importance relative de l'un et l'autre, etc., on est amené à distinguer trois types de gneiss œillés.

1 - Dans un premier cas, ce sont des roches très semblables aux gneiss à biotite (voir plus haut), mais où se développe, en quantité appréciable, un mobilisat quartzo-feldspathique. Les yeux, polycristallins et souvent de grande taille (généralement jusqu'à 3 cm, mais j'ai pu en observer jusqu'à 10 cm.), ne sont, en fait, que des gonflements locaux de niveaux clairs, par ailleurs très minces. La répartition de tels yeux à travers la roche est très irrégulière.

2 - La plupart des gneiss œillés observés sont des migmatites rubanées sombres, plus rarement des gneiss ocellaires, dans lesquels (le)s se sont développés de grands cristaux de feldspath potassique, aux contours bien délimités et régulièrement répartis (photo 12, p. 66). La taille des yeux varie peu (jusqu'à 2,5 cm). Ce type de gneiss œillé est assez répandu dans le Haut Vallon de la Pierre (notamment dans le versant sud de la crête joignant le Signal 3 217 à la Pointe de Cha bournéou, et dans les barres rocheuses situées sous le glacier de la Pierre), mais on peut en observer ailleurs quelques niveaux isolés décimétriques.

3 - Je n'ai pu observer le dernier type, très différent des précédents, qu'à la base de l'arête E de la Pointe de Chanteloube. C'est une roche assez claire où les yeux sont très abondants. Ils peuvent être pratiquement juxtaposés, ce qui impose aux lits micacés un tracé assez onduleux. La foliation est donc très fruste. Ces gneiss sont très semblables aux gneiss de Crupillouse (P. LE FORT, 1971) ou aux gneiss des Bans (A. PECHER, 1970), mais il faut se méfier des convergences de faciès possibles entre des roches n'ayant peut-être aucun lien de parenté.

b) - Aspects microscopiques

1 - Gneiss à yeux polycristallins (figure 14)

Le quartz se présente en plages amiboïdes, de taille variable (jusqu'à 4 mm), pouvant contenir des inclusions de biotite, parfois de muscovite. Il forme également dans les feldspaths des inclusions globulaires.

Les plagioclases, généralement peu altérés, sont abondants et peuvent atteindre 5 à 6 mm. On peut en distinguer deux générations, sans qu'il soit toujours possible de déterminer si un individu donné appartient à l'une ou à l'autre : de

grands plagioclases peuvent englober complètement des individus de plus petite taille, orientés différemment. Beaucoup (en particulier ceux qui semblent être de deuxième génération et ceux qui forment une bonne partie des yeux), montrent deux systèmes de macles perpendiculaires. Il s'agit d'oligoclase An 23 à 28. Les plagioclases de deuxième génération contiennent également des inclusions de quartz et de biotite ; ils peuvent être antiperthitiques.

Le feldspath potassique, beaucoup moins abondant et de plus petite taille, montre toujours des contours extrêmement irréguliers. Ils peuvent contenir de la chlorite et de petits plagioclases. Les bordures myrmékites sont fréquentes.

La biotite, le plus souvent très fraîche, est assez abondante. Disposée en lits plus ou moins continus, elle détermine la foliation générale de la roche. Les baguettes peuvent avoir jusqu'à 2 mm de longueur. Dans les parties claires de la roche, elles sont généralement isolées et assez fortement chloritisées, notamment à proximité des feldspaths potassiques.

La muscovite est le plus souvent associée à la biotite, elle peut avoir la même orientation que celle-ci ou la recouper selon n'importe quel angle. Elle apparaît également en fines baguettes dans les feldspaths.

Dans les lits micacés, on remarque fréquemment de l'apatite (taille jusqu'à 0,4 mm), ainsi qu'un peu de grenat (taille jusqu'à 0,25 mm).

De l'épidote peut apparaître en petits grains dans les plagioclases, ainsi que dans des niveaux très fins de séricite, avec un peu de chlorite néoformée.

Les compositions de la partie biotitique et des yeux sont (% volumiques sur 2 000 points) pour l'échantillon SM 61 :

Partie sombre		Yeux polycristallins	
quartz	21,4 %	quartz	33,4 %
plagioclase	34,0 %	plagioclase	41,9 %
feldspath potassique	5,7 %	feldspath potassique	18,2 %
biotite	30,1 %	biotite - chlorite	3,0 %
muscovite	7,8 %	muscovite	2,8 %
apatite	0,4 %	apatite	0,4 %
grenat	0,2 %	minéraux opaques	0,3 %
minéraux opaques	0,3 %		
épidote	0,1 %		

2 - Gneiss œillé de type Glacier de la Pierre

Le quartz est assez abondant. Dans les niveaux clairs, de petits cristaux (inférieurs à 1 mm) se rassemblent pour former de grandes plages aux contours très irréguliers. Les sutures entre individus voisins ont des tracés assez contournés qui peuvent être soulignés par de la limonite. Les inclusions de biotite y sont fréquentes. Dans les zones micacées, les cristaux de plus petite taille (0,3 mm), sont souvent isolés les uns des autres.

Le plagioclase, rare et de petite taille (inférieure à 0,5 mm) dans les lits micacés, se présente en individus plus grands (jusqu'à 2,5 mm) et nettement plus abondants dans les niveaux clairs, où ses contours sont particulièrement irréguliers (association en puzzle avec le quartz et le feldspath potassique). Il contient de fréquentes baguettes de biotite, plus rarement de muscovite. Il s'agit d'oligoclase An 20 à 25, parfois antiperthitique. Il est généralement peu séricitisé.

Le feldspath potassique peut se présenter en rares petits cristaux (1 mm) associés au quartz et au plagioclase dans les niveaux clairs. Mais la quasi-totalité constitue de grands cristaux (jusqu'à 2 cm) de forme ovoïde. Ils sont presque systématiquement ceinturés de myrmékite. Beaucoup d'entre eux sont maclés Carlsbad. L'étude aux rayons X montre qu'il s'agit, dans tous les cas, de microcline maximum (voir p. 73). Ils peuvent contenir de petits plagioclases arrondis, souvent altérés, des inclusions globulaires de quartz, ainsi que de la muscovite.

Les micas sont fréquents, en petites lattes de 0,1 à 1 mm. Ils peuvent prendre toutes les dispositions possibles, mais montrent cependant une orientation préférentielle, parallèle au rubanement. Dans les niveaux quartzo-feldspathiques, ils se présentent en paillettes isolées ou en petits agrégats ; ailleurs, ils forment des lits assez continus pouvant envoyer de petits appendices dans les niveaux clairs. Les yeux sont parfaitement contournés par les lits micacés ; il en résulte des ondulations assez marquées de la foliation.

La biotite est souvent très fraîche, surtout lorsqu'elle se présente en baguettes isolées. Par contre, selon certains niveaux assez continus, elle peut être légèrement chloritisée ; un peu de leucoxène apparaît alors dans ses clivages, elle perd son pléochroïsme, et les teintes de polarisation peuvent être celles d'une biotite ou d'une chlorite, avec parfois les deux teintes dans une même baguette. Mais ce phénomène est toujours très limité.

La muscovite est étroitement associée à la biotite, mais une partie au moins lui semble postérieure, car elle la recoupe souvent, et jamais ne se fait recouper. Elle peut être parfois légèrement tordue.

De petits grenats (de 0,1 à 0,4 mm) ainsi que très peu d'apatite peuvent apparaître dans les lits micacés.

Des zircons (taille jusqu'à 0,1 mm) sont fortement roulés et fracturés.

Dans les zones où la biotite est chloritisée, des grains opaques peuvent se trouver à proximité de celle-ci, mais hors de ses clivages.

La composition (pourcentages volumiques sur 2 000 points) de l'échantillon SN 51 est :

quartz	28,3 %
plagioclase	34,5 %
feldspath potassique	14,0 %
biotite	15,7 %
muscovite	6,8 %
grenat - apatite	0,4 %
minéraux opaques	0,3 %

3 - Gneiss œillé clair (photo 7, p. 36)

Le quartz, abondant, en cristaux de tailles variables et de formes irrégulières, se rassemble en grandes plages aux contours amiboïdes, englobant des plagioclases ou des micas. Son extinction est fortement roulante.

Le plagioclase est le plus souvent séricitisé. Il se présente en grains millimétriques, assez souvent accolés les uns aux autres pour donner de grandes plages d'allure sale. Les limites entre individus sont difficilement visibles. D'après quelques mesures faites sur les plagioclases les moins altérés, la composition varie au moins dans les limites An 25 à 30 (oligoclase). Des inclusions globulaires de quartz, de petites paillettes de muscovite, plus rarement de biotite, sont fréquentes.

Le feldspath potassique est abondant et apparaît en cristaux de tailles très variées.

- Les individus les plus petits (millimétriques) sont régulièrement répartis dans toute la roche. Leurs contours sont irréguliers. Ils sont poecilites et montrent le quadrillage du microcline ;
- Les plus grands cristaux atteignent 2 cm et forment des yeux allongés selon la foliation. A leur périphérie, des plagioclases myrmékites, diversement orientés et dont les limites avec le feldspath potassique sont très sinueuses, sont très fréquents. Celui-ci est perthitique, parfois maculé Carlsbad, et très riche en inclusions de quartz ou de plagioclase. A leurs extrémités, ces yeux sont granulés (remplacement par un assemblage de composition granitique).

La biotite, assez fréquente, se rassemble en amas ou lits onduleux plus ou moins discontinus. Elle apparaît en baguettes atteignant 2 mm, généralement très pléochroïques, mais dont la bordure montre un début de chloritisation, avec exsudation de minéraux opaques et de leucoxène et formation d'épidote. Elle contient quelques beaux zircons.

La muscovite peut apparaître associée à la biotite, soit en s'accolant à elle exactement selon les plans 001, soit en la recoupant de façon anarchique. Elle peut aussi former, en association avec un peu de quartz, de très fins niveaux assez continus, à texture confuse, dans lesquels peuvent apparaître quelques baguettes de plus grande taille (jusqu'à 1,5 mm).

On note de rares grenats (taille jusqu'à 0,7 mm), ainsi qu'un peu de sphène, d'apatite et de minéraux opaques en trainées ou en grains.

A proximité, ou dans les lits micacés, on peut trouver un peu de chlorite néoformée (sans minéraux opaques) englobée dans du quartz.

6 - Migmatites rubanées claires

a) - Aspect macroscopique

Ce sont de très belles roches d'aspect massif et de couleurs toujours très claires : grisâtres, jaunes, crème, parfois presque blanches. Le rubanement est toujours bien marqué par une ségrégation nette entre les minéraux blancs, prépondérants, et les micas qui forment des lits plus ou moins épais, particulièrement bien visibles. Quand la quantité de micas diminue, ils ne forment plus des lits, mais de fines trainées discontinues, et la roche conserve sa texture stromatolite ; le litage est discret mais visible.

On peut bien entendu, observer tous les termes intermédiaires entre des migmatites presque blanches, et les migmatites rubanées sombres décrites précédemment, par variation de l'importance des lits biotitiques.

b) - Aspect microscopique (figures 16 et 17)

Le quartz apparaît le plus souvent en cristaux de 0,2 à 2 mm, aux contours amiboïdes, et s'engrenant les uns dans les autres pour donner des plages allongées d'assez grande taille, englobant quelques paillettes de biotite qui gardent une orientation parfaitement parallèle à la foliation. Les inclusions fluides en trainées sont fréquentes. Le quartz forme dans les feldspaths des golfes ou des inclusions globulaires. Dans les lits micacés, les cristaux de quartz sont de petite taille et apparaissent isolés.

Le plagioclase, abondant, constitue des cristaux de 0,3 à 2 mm, aux contours très irréguliers. Les individus peuvent être fortement intriqués les uns dans les autres, ou avec le quartz et le feldspath potassique. Il peut y avoir deux systèmes de macles perpendiculaires ; celles-ci sont parfois fortement tordues. La séricitisation est souvent assez poussée.

On distingue nettement deux générations de plagioclases. De nombreux individus en contiennent d'autres, souvent de petite taille et différemment orientés ; ces derniers sont généralement tordus et fortement séricitisés. Les plagioclases de deuxième génération contiennent également du quartz, de la biotite et de la muscovite. Il s'agit d'oligoclase, dont la composition exacte, souvent non déterminable en raison de l'altération, varie légèrement d'un échantillon à un autre (An 10 à 17 pour SN 31 ; An 15 à 22 pour SN 330) ; il peut être antiperthitique. Les plagioclases de première génération, de composition indéterminable, ne sont jamais apparus poecilolithiques.

Les cristaux de feldspath potassique ont le plus souvent des contours amiboïdes et sont d'assez petite taille (0,2 à 2 mm). Ils ont généralement le quadrillage du microcline. Ils semblent parfois avoir remplacé du plagioclase, dont ils contiennent d'abondantes inclusions ; parfois, il apparaît que plusieurs de celles-ci, à l'intérieur d'un même feldspath potassique, ont des orientations rigoureusement identiques, et sont donc les restes d'un même plagioclase. De la même façon que dans les migmatites rubanées sombres, le feldspath potassique peut former quelques yeux, atteignant rarement 2 cm. Ces yeux contiennent les mêmes types d'inclusions que les cristaux plus petits (plagioclase, quartz, biotite, muscovite). Dans tous les cas, les bordures myrmékitiques sont abondantes.

Les micas, en quantités très variables, se présentent en baguettes dépassant rarement 1 mm, parfois isolées ou en petits amas, mais le plus souvent regroupées en lits plus ou moins continus, avec une orientation préférentielle donnant la foliation. Cette orientation est moins stricte pour la muscovite.

La biotite est toujours prépondérante. Elle apparaît le plus souvent en paillettes déchiquetées. La chloritisation est généralement importante ; le pléochroïsme est faible ou nul ; la couleur le plus souvent très pâle. Les minéraux opaques sont très abondants dans les clivages. Il arrive toutefois assez fréquemment de pouvoir observer de la biotite fraîche, en baguettes de formes plus régulières, généralement isolées ou en petits amas compacts. De telles biotites non chloritisées sont souvent incluses dans du quartz et, fait important, plus rarement dans du feldspath potassique ; ceci indique qu'il existe du feldspath potassique antérieur à la chloritisation.

L'orientation statistique selon la foliation est bien respectée, mais il existe parfois une deuxième génération de biotite, en baguettes de petite taille, peu abondantes, grossièrement perpendiculaires aux autres.

Dans certains faciès (SN 7A, par exemple), extrêmement granitisés, la chloritisation est systématique et extrêmement poussée. Les baguettes, fortement tordues et déchiquetées, aux limites peu nettes, forment des lits aux contours arrondis, renflés par endroits. Il semble qu'ils se soient faits corroder par le mobilisat quartzo-feldspathique. Le leucoxène et les minéraux opaques d'exsudation sont si abondants qu'ils envahissent presque complètement les lits chloriteux.

Parfois, de la chlorite néoformée, sans minéraux opaques, apparaît en agrégats à texture radiaire, préférentiellement dans les anciens lits chloriteux ou dans quelques fissures.

La muscovite est associée à la biotite qu'elle recoupe fréquemment. Il peut y avoir formation de micas mixtes, faits d'une alternance de biotite et de muscovite. Elle peut aussi apparaître isolément, ceinturant les feldspaths de baguettes millimétriques, ou en inclusions dans ceux-ci.

Parfois, la muscovite forme des amas extrêmement fins avec très peu de chlorite et de minéraux opaques ; il peut s'agir d'anciens cristaux de cordiérite complètement pinitisée.

De l'épidote (pistachite) est très souvent associée à la chlorite ; mais elle peut former également de petits grains (jusqu'à 0,2 mm) au sein des plagioclases, ou bien apparaître avec du quartz dans quelques microfissures.

Dans de nombreux échantillons, des restes de grenats, parfois assez grands (3 cm), complètement craquelés et altérés, sont remplacés principalement par de la chlorite fine. Il ne subsiste parfois qu'une très petite partie de l'ancien grenat, à l'emplacement duquel se sont développés d'autres minéraux. D'après la figure 18, le grenat est manifeste-



Fig. 16 GNEISS RUBANE SN 330



Fig. 17 GNEISS RUBANE SM 54

ment très ancien : il a d'abord été fracturé et altéré, puis se sont formés à sa place du plagioclase et de la biotite (ultérieurement chloritisée), puis du feldspath potassique et de la muscovite.

On note la présence d'apatite (grains jusqu'à 0,5 mm) fréquente, de sphène et de quelques minéraux opaques en grains automorphes. Quelques zircons peuvent atteindre 0,15 mm.

Voici la composition volumétrique de différents échantillons de migmatites rubanées claires.

	SN 330	SM 423	SM 430	SP 41	SN 7 A
quartz	30,7	30,0	31,2	28,6	25,0
plagioclase	30,1	33,2	29,6	32,0	33,0
feldspath potassique	20,3	18,9	28,0	34,3	33,2
biotite-chlorite	8,5	8,0	5,4	2,2	6,0
muscovite	8,9	8,6	5,1	2,5	0,3
chlorite second.	0,7	---	---	---	0,3
épidote	0,3	---	---	---	0,3
sphène, leucoxène	} 0,3	0,9	---	---	} 0,2
apatite		0,2	} 0,3	0,1	
grenat		---		0,1	
opaques	0,2	0,2	0,4	0,2	1,7

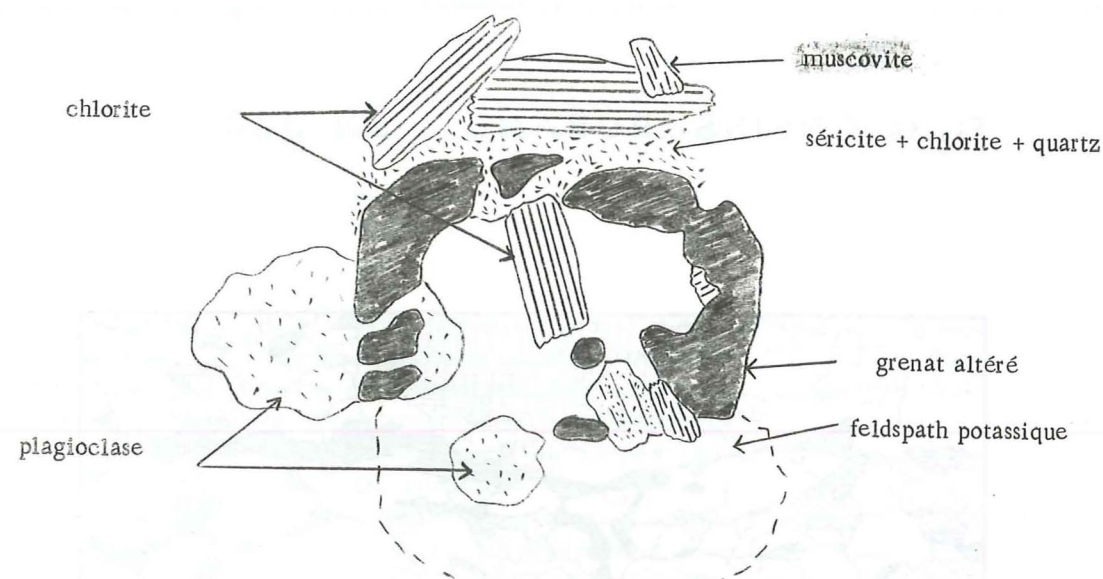


Figure 18 - Restes de grenat (échantillon SM 430)

7 - Mobilisats (leucosomes)

a) - Aspect macroscopique

Une migmatisation importante peut aboutir à la formation d'une grande quantité de mobilisat quartzo-feldspathique, qui se sépare de la roche-mère et se rassemble dans certaines zones. L'échelle à laquelle se fait cette ségrégation est très variable (décimétrique à, parfois hectométrique), ainsi que les proportions relatives entre paléosome et néosome, liées d'une part à la nature de la roche originelle, et d'autre part, à l'intensité de la mobilisation.

La roche, en plus grande partie formée de quartz et de feldspaths, apparaît pratiquement blanche. Seule, un peu de chlorite, soit en cristaux isolés, soit en amas sans orientation particulière, forme quelques taches sombres. Des paillettes de muscovite millimétriques, sont particulièrement visibles en raison de leurs miroitements. L'altération superficielle laisse le quartz en relief et donne ainsi à la roche un aspect rugueux.

b) - Aspect microscopique

La structure est parfaitement équate (granoblastique). Les cristaux sont fortement intriqués les uns avec les autres ; les surfaces de contact sont très irrégulières.

Le quartz est abondant. Les cristaux ont jusqu'à 1,5 mm mais ils s'engrenent les uns dans les autres pour former une sorte de trame aux contours très irréguliers. Ils contiennent souvent des inclusions de muscovite. Le quartz peut aussi former de petites inclusions globulaires ou des golfes arrondis dans les feldspaths.

Les plagioclases se présentent en cristaux souvent fortement tordus, de taille atteignant 2 mm. Ils sont très fortement séricitisés. De rares mesures sur les individus les moins altérés indiquent une composition qui varie au moins dans les limites An 9 à 20 (échantillon SQ 61') ou An 8 à 16 (échantillon SL 73').

Le feldspath potassique forme des cristaux aux contours toujours très irréguliers, atteignant 3 mm. Il peut avoir ou non le quadrillage du microcline. Il semble s'être développé ou avoir recristallisé postérieurement aux plagioclases, qui, s'y trouvent assez souvent à l'état d'inclusions. Des bordures myrmekitiques sont fréquentes. Des microfractures à quartz peuvent traverser les cristaux de part en part.

La chlorite, peu fréquente, subsiste en baguettes de petite taille (0,2 à 0,5 mm), d'allure déchiquetée et corrodée ; elle est envahie par de grandes plages allongées de minéraux opaques. Son orientation est quelconque.

La muscovite peut être abondante. Elle apparaît disséminée à travers toute la roche en baguettes souvent tordues atteignant 4 mm. Elle n'est pas spécialement associée à la chlorite. Elle peut se développer en bordure ou à l'intérieur même des feldspaths (aussi bien plagioclases que feldspaths potassiques), soit en grandes baguettes, soit étroitement associée à du quartz en agrégats très fins. Ceci est une preuve évidente de la muscovitisation des deux feldspaths.

Les minéraux opaques en grains se rencontrent plus spécialement à proximité de la chlorite.

Voici la composition de deux mobilisats (pourcentages volumiques sur 2 000 points) :

	SQ 61'	SL 73'
quartz	34,4 %	43,3 %
plagioclase	31,6 %	22,9 %
feldspath potassique	19,8 %	26,0 %
muscovite	12,6 %	5,9 %
chlorite	1,5 %	} 1,9 %
minéraux opaques	0,1 %	

8 - Enclave surmicacée

a) Aspect macroscopique

Ce type de roche est peu répandu ; l'échantillon SL 73 sera décrit à titre de particularité. Il s'agit d'enclaves extrêmement sombres, de taille décimétrique à métrique, que j'ai rencontrées çà et là au sein du mobilisat SL 73'. Le fort contraste de couleurs rend ces enclaves particulièrement visibles. Le grain est très fin. Il apparaît déjà à l'œil nu que les micas sont les principaux constituants.

b) Aspect microscopique

Le quartz est assez fréquent, en individus de petite taille (jusqu'à 0,3 mm) isolés les uns des autres par les micas.

La biotite, intensément chloritisée, très abondante, se présente en grandes plages cristallisées, englobant du quartz, de la séricite et des minéraux opaques. Les plus grands individus montrent parfois un cœur ayant résisté à la chloritisation.

Des amas de séricite et quartz, en association étroite, avec développement de baguettes de muscovite (jusqu'à 0,5 mm), sont abondants. Ils remplacent probablement des feldspaths totalement disparus et forment avec la chlorite des assemblages confus aux limites peu visibles. On remarque donc ici un phénomène particulièrement intense, pour ne pas dire complet, de muscovitisation des feldspaths.

Des grains (jusqu'à 0,2 mm) de sphène, d'épidote, d'apatite et de minéraux opaques sont très fréquents.

9 - Migmatites granitoïdes

a) Aspect macroscopique

Ce terme désigne une vaste catégorie de roches fortement migmatisées, où les textures gneissiques ont presque totalement disparu. Là où celles-ci existent, elles sont peu nettes et il est rare de pouvoir les suivre sur plus de quelques

décimètres ; les plissements y sont nombreux. Par endroits, des textures de migmatites rubanées deviennent de plus en plus floues, jusqu'à venir se "diluer" dans une masse formée des mêmes minéraux, mais tout à fait homogène, d'aspect pratiquement granitique. La couleur de telles roches est toujours dans les gris à gris verdâtre. Dans certain faciès, on note la présence de grands yeux de feldspath potassique (éch. SK 72).

Le développement maximum de ces migmatites granitoïdes peut s'observer dans les parties nord et nord est de l'ensemble du Sirac : refuge de Chabournéou, pic du Loup, parties supérieures du Vallon de Malamort. Il faut remarquer que ces migmatites sont géographiquement très proches des migmatites du Pigeonnier (P. LE FORT, 1971), auxquelles elles ressemblent parfois de façon frappante.

La description qui suit correspond aux faciès les plus migmatisés.

b) Aspect microscopique

La structure est granoblastique ; la disposition des minéraux ne détermine aucune orientation.

Le quartz est régulièrement réparti dans toute la roche, en cristaux de tailles variées (jusqu'à 3 mm), isolés ou regroupés en plages irrégulières. Lorsqu'il est abondant, les individus se relaient de proche en proche pour former à travers toute la roche une sorte de trame, de "toile de fond" dans laquelle apparaissent les autres minéraux. Son extinction est souvent roulante. Il peut également constituer des inclusions globulaires assez fréquentes dans les feldspaths.

Les plagioclases apparaissent en grains subarrondis de taille parfois assez grande (jusqu'à 5 mm). Souvent cassés et tordus, ils sont intensément séricitisés et, par conséquent, indéterminables. Ils contiennent des inclusions de chlorite, muscovite et quartz.

Dans certains échantillons, il apparaît un peu d'albite, non altérée, en petits cristaux trapus.

Le feldspath potassique forme des plages irrégulières atteignant 2 mm, plus rarement quelques yeux (jusqu'à 2 cm). Les inclusions y sont nombreuses : quartz, chlorite, muscovite, plagioclase, zircon (échantillon SK 511). Le quadrillage du microcline est rare. On note parfois des bordures myrmékites.

Des baguettes de chlorite, toujours d'allure très déchiquetée, de taille inférieure à 1 mm, et d'orientation quelconque, peuvent apparaître soit isolées, soit regroupées en amas. Les clivages contiennent de nombreux minéraux opaques ; sur les faces 001, on peut observer souvent de fines aiguilles de rutile maculé sagénite. La biréfringence est très faible : les teintes de polarisation vont généralement du gris lavande au jaune paille ; dans l'échantillon SL 39, la chlorite est presque noire en lumière polarisée.

De la chlorite néoformée peut aussi apparaître en petites plages formées de rosettes de 0,05 mm à disposition radiaire (ripidolite). La teinte de polarisation est gris-bleu ; l'extinction en croix est caractéristique. Dans ce cas, la chlorite appartient à des filonnets quartziteux tardifs.

La muscovite apparaît en baguettes de taille inférieure à 2 mm, souvent tordues, isolées ou en amas, jamais en lits. Ses contours sont souvent irréguliers. Fréquemment associée à la chlorite, elle peut soit lui être parallèle, soit la recouper. Des baguettes de muscovite parfois abondantes peuvent apparaître à l'intérieur du feldspath potassique.

De la cordiérite peut être observée dans certains faciès, en plages millimétriques, toujours à proximité de la chlorite. Elle est fortement pinitisée.

Les minéraux opaques sont rares, en dehors de ceux logés dans les clivages de la chlorite.

On observe très peu de grenat et d'apatite.

Dans l'échantillon SK 511, les zircons (taille jusqu'à 0,15 mm) sont fréquents dans les amas chloriteux.

La composition de l'échantillon SL 39 (pourcentages volumiques sur 2 000 points) est :

quartz	34,9 %
plagioclase	44,1 %
feldspath potassique	8,6 %
chlorite	6,7 %
muscovite	5,7 %

10 - Granite d'anatexie

a) Aspect macroscopique

Un véritable granite d'anatexie affleure en versant rive droite du Vallon de Rougnoux. Il est peu étendu et passe assez rapidement, sur sa bordure, à des migmatites rubanées claires, dont il peut contenir quelques enclaves.

C'est une roche massive à grain fin, très claire. Aucune orientation n'est visible. On distingue à l'œil nu des paillettes de muscovite et quelques taches sombres de chlorite.

b) Aspect microscopique

On observe une structure granoblastique typique. Le grain est fin, de l'ordre de 0,5 mm.

Le quartz se présente en assez grands cristaux aux contours irréguliers ; il peut également former des inclusions globulaires dans les feldspaths.

Le plagioclase est souvent très altéré et difficilement déterminable. Quelques mesures montrent que la composition varie au moins dans les limites An 5 à 14 (albite - oligoclase). On note un développement important de quartz et de paillettes de muscovite (fig. 19)

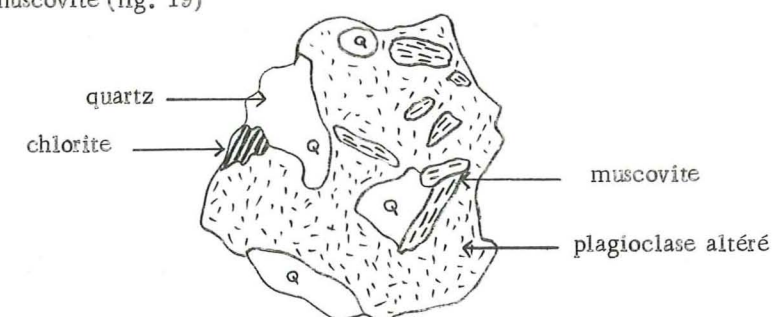


Figure 19 - Muscovitisation du plagioclase -

Le feldspath potassique peut avoir ou non le quadrillage du microcline. Il contient de fréquentes inclusions de plagioclase assez fortement séricitisé. De la myrmékite peut se développer à sa périphérie.

La muscovite est assez fréquente, en paillettes trapues (jusqu'à 1,5 mm), parfois légèrement tordues. Dans bien des cas, il est manifeste qu'elle se développe tardivement, en association avec du quartz, en remplacement partiel des feldspaths ; dans les plagioclases, les paillettes peuvent se trouver le long de plans de macles, ou bien être d'orientation indifférente. Les plus grands individus semblent indépendants de ce phénomène et se dispersent à travers toute la roche avec une orientation quelconque.

La chlorite est nettement moins abondante. Elle se présente en baguettes d'allure déchiquetée, peu pléochroïques et contenant des trainées opaques abondantes. Elle peut apparaître en inclusions dans les feldspaths ; elle est recoupée par la muscovite.

Les baguettes se disposent en tous sens, mais il semble qu'il existe, malgré tout, une orientation préférentielle (peut-être une ancienne foliation ?).

L'apatite est assez fréquente. On note la présence de sphène en cristaux allongés (jusqu'à 0,8 mm) et de quelques grains de minéraux opaques.

La composition modale (sur 2 500 points) est la suivante :

quartz	36,3 %
plagioclase	25,0 %
feldspath	24,9 %
potassique	
biotite-chlorite	3,5 %
muscovite	9,7 %
apatite	0,3 %
sphène opaques	0,3 %

C. - LES FILONS SECANTS

Des filons ou amas de natures diverses recoupent l'ensemble du Sirac. On peut les subdiviser en deux grandes catégories.

1 - Les filons acides

Ils sont nettement moins répandus que dans le reste du massif des Ecrins - Pelvoux. Ils n'ont apparemment aucune relation génétique avec leur encaissant et traversent indifféremment n'importe quel faciès du socle. Ils sont donc postérieurs au dernier épisode métamorphique ou migmatitique important et font donc vraisemblablement partie du cortège aplopegmatitique lié à la granitisation hercynienne.

L'étude détaillée de telles roches sortirait du cadre de ce travail et ne saurait être entreprise avec profit que dans le cadre plus large de l'ensemble du massif des Ecrins. Je mentionnerai cependant deux types de filons acides assez remarquables.

a) Pegmatite à muscovite

On en rencontre principalement en filons ou, le plus souvent, en amas sans forme bien définie, dans le versant W du Sirac. Le grain est généralement très grossier. De beaux cristaux de muscovite peuvent atteindre 2 cm ; ils semblent, par endroits, pouvoir former jusqu'à 35 % de la roche. Il s'agit du polymorphe 2 M1 de la muscovite (voir en annexe le relevé du diffractogramme RX sur l'échantillon PN 91). Le reste de la roche, non étudié, est formé de quartz, très abondant, et de feldspath.

b) Filons à tourmaline

Ils sont assez fréquents dans l'ensemble du Sirac. Généralement peu développés longitudinalement, ils se réduisent souvent à des amas décimétriques. La tourmaline y apparaît soit en petits prismes à section triangulaire courbe caractéristique, soit en taches noires sans forme bien définie.

Trois échantillons ont été étudiés aux rayons X pour être comparés à ceux que P. LE FORT (1971, p. 106) a décrits dans le massif méridional de Crupillouse, tout proche.

De la comparaison des différentes distances inter-réticulaires (voir annexe), on peut déduire que ces tourmalines sont très semblables entre elles, et aussi très proches de celles de Crupillouse. Les paramètres a et c de la maille de ces tourmalines ont été calculés sur les pics majeurs 012 et 051, en utilisant la formule des réseaux hexagonaux :

$$\frac{1}{d_{hkl}^2} = \frac{1}{a^2} \left[\frac{4}{3} (h^2 + k^2 + hk) + \left(\frac{a}{c} \right)^2 l^2 \right]$$

On obtient :

	SM 32	SN 67	SN 52
a	15,94 Å	15,95 Å	15,96 Å
c	7,19 Å	7,14 Å	7,17 Å

On remarque (fig. 20) que les tourmalines du Sirac sont très proches effectivement de celles de Crupillouse, avec, malgré tout, une tendance plus magnésienne. Il est intéressant de signaler, parallèlement, que le rapport Mg/Fe, dans les formations du Sirac est en moyenne plus élevé que dans les gneiss de Crupillouse. Il ne s'agit sans doute pas d'une coïncidence et on pourrait voir là le signe d'une faible contamination des filons par leur encaissant, à moins que ces filons se soient formés en profondeur aux dépens de formations de même nature que leur encaissant actuel, et reflètent tout naturellement leur chimisme.

Il convient de remarquer également que les filons de tourmaline apparaissent presque exclusivement dans la partie sud du massif des Ecrins : Crupillouse, Sirac, Vallon des Bans (A. PECHER, 1970).

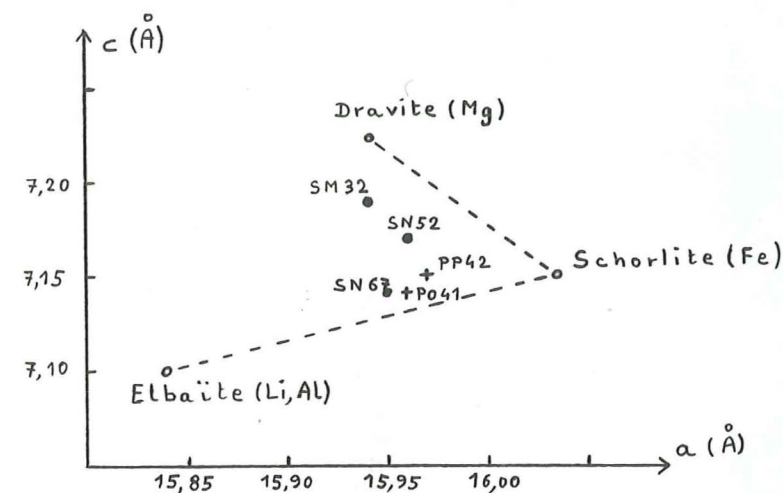


Figure 20 - Dimensions de la maille des tourmalines du Sirac et de Crupillouse (échantillon PP 42 et PO 41 in P. LE FORT, 1971) -

2 - Les filons et amas basiques

Les filons basiques sont extrêmement nombreux dans le massif du Sirac. Dans certains secteurs, ils occupent un volume supérieur à celui de leur encaissant gneissique ; c'est le cas, par exemple, sur les arêtes du Sirac. Leur épaisseur, très variable d'un filon à l'autre, va de 0,1 à plus de 10 mètres. De nombreuses variétés pétrographiques existent dans ces roches communément appelées spilites et lamprophyres.

En moins grande abondance que les filons, on rencontre en plusieurs points des masses de roches basiques intrusives, dont le diamètre peut atteindre 150 mètres : crête des Capucins, versant N de la Pointe de Chabournéou, Vallon de la Pierre, Triéou de la Bouchevère, Vallon de Malamort... Il s'agit de dolérite ; ce sont des amas de ce type que A. PECHER (1970) a décrits sous le nom de "granite à amphibole".

Les roches basiques de l'ensemble du Haut Dauphiné ont fait l'objet d'une étude détaillée de R. AUMAITRE et G. BUFFET (1973). En raison de l'abondance de telles roches dans le Sud du massif, les filons et amas du Sirac y sont très largement étudiés. C'est pourquoi il est superflu d'y revenir ici. Je signalerai seulement que ces amas et filons, qui recoupent toutes les formations du socle, se sont mis en place au début du cycle alpin. Certains de ces filons pourraient être des cheminées d'émission de coulées spilitiques analogues à celles du synclinal de Vallonpierre (limite Trias - Lias).



Photo 7 . Gneiss ocellé SM 71 (grossissement 17 x)
Bordure d'un oeil de feldspath potassique .Noter aussi
la faible épaisseur des lits micacés .



Photo 8 . Plissotements d'axe méridien en versant nord du Sirac.

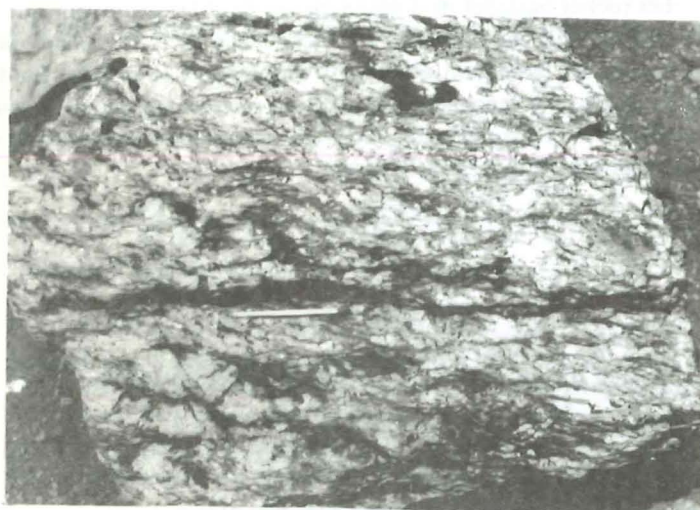


Photo 9 . Bloc de gneiss ocellé
de Vallon Clos .

CHAPITRE II - ENSEMBLE DE VALLON CLOS

Le petit massif de Vallon Clos, d'altitude modeste (2 762 m), complètement ceinturé par des terrains sédimentaires, montre des faciès nettement différents de ceux du Sirac, pourtant proche.

a) - Aspects macroscopiques

Ce massif était constitué avant la cataclase qu'il a subie, essentiellement de gneiss ocellés. Le terme non transformé (photo 9, p. 36) est une roche très claire, formée en grande partie d'yeux feldspathiques pouvant atteindre plusieurs centimètres. Le reste de la roche est un assemblage quartzo-feldspathique de grain fin à moyen, avec quelques lits micacés. La foliation, peu nette, est déterminée par l'aplatissement des yeux et la disposition des lits micacés assez onduleux qui les contournent. La ressemblance avec les gneiss ocellés de Crupillouse (P. LE FORT, 1971) est particulièrement frappante.

L'ensemble, qui chevauche vers le SE le synclinal sédimentaire de l'Aiguille de Morges, a subi une cataclase intense et les gneiss ocellés sont, en définitive, plus ou moins écrasés ou laminés. On observe sur le terrain toute une évolution entre les gneiss ocellés intacts et des roches absolument méconnaissables. De façon concomitante, une silicification très importante s'est produite dans ces gneiss *. Elle se traduit au niveau de l'accident par le remplacement presque total du gneiss par du quartz laiteux sur plus de 100 mètres d'épaisseur, avec, localement, une minéralisation en pyrite. La couleur rouille qui en résulte s'observe particulièrement bien dans le Vallon des Chevreteux.

Les termes intermédiaires sont toujours très clairs. La schistosité est bien marquée par une alternance nette entre des lits phylliteux et des niveaux de quartz et feldspaths finement broyés. Il subsiste parfois quelques yeux de petite taille, étroitement moulés par la schistosité.

b) - Aspects microscopiques

1 - Dans les faciès les moins transformés (par exemple PL 84, figure 21), les yeux sont relativement fréquents et de grande taille. Chaque oeil est un mégacristal de feldspath potassique, non quadrillé, perthitique (perthites en veines ou en fuseaux), assez souvent maclé Carlsbad.

Il contient de nombreuses inclusions, en particulier de plagioclases. Ceux-ci sont toujours très altérés, de formes irrégulières, et sont parfois eux-mêmes poecilolithiques (quartz, chlorite, muscovite). Comme autres inclusions, le feldspath potassique, en bordure duquel on observe souvent de la myrmékite, renferme du quartz globulaire, un peu de muscovite et de biotite chloritisée.

Parfois les yeux s'étirent et prennent une forme d'amande. On note alors à leurs extrémités le remplacement du feldspath potassique par un agrégat quartzo-feldspathique. Si le phénomène s'accroît, l'œil tout entier acquiert une structure granitique.

- Le reste de la roche a la composition minéralogique suivante:

Le feldspath potassique forme de petits cristaux à contours irréguliers.

Les plagioclases sont assez abondants. Il s'agit principalement d'oligoclase, toujours fortement séricitisé. De petits cristaux d'albite, peu altérés, apparaissent plus rarement dans les zones les plus recristallisées.

Le quartz forme de grandes plages faites de plusieurs individus montrant souvent des associations en puzzle.

* - Il faudra donc s'attendre, lors de l'étude géochimique, à obtenir des teneurs en SiO_2 anormalement élevées, minimisant ainsi l'importance des autres éléments.

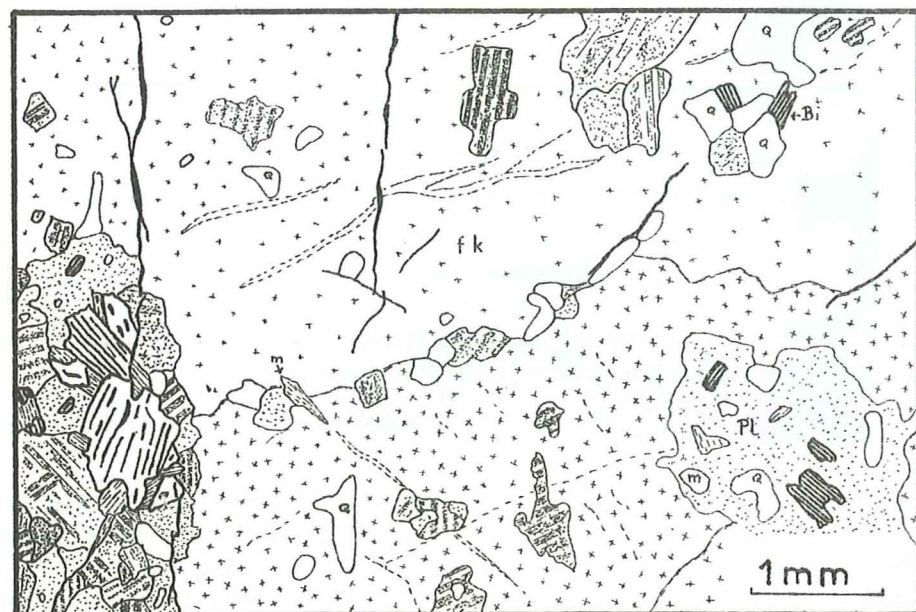


Fig. 21 GNEISS DE VALLON CLOS PL 84
Détail d'un oeil

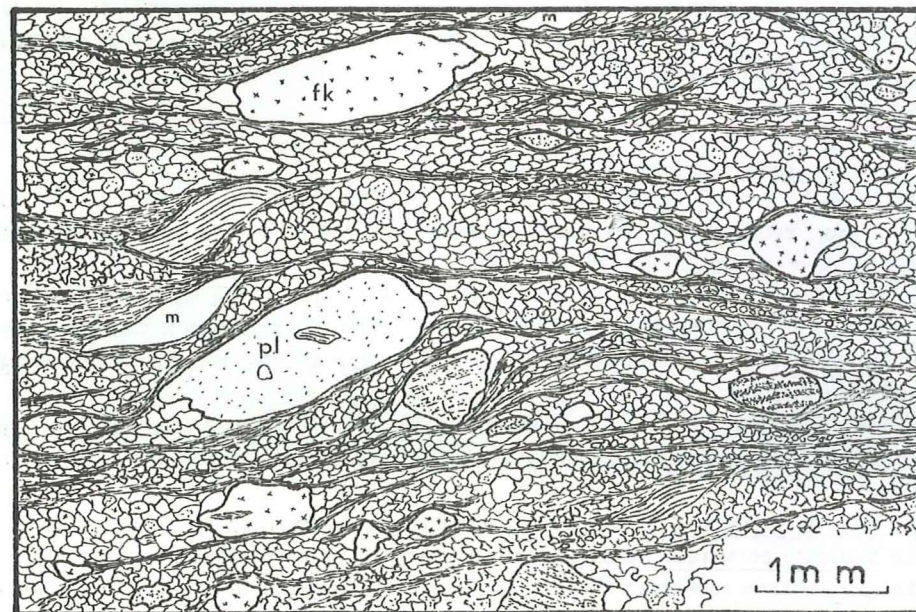


Fig. 22 GNEISS DE VALLON CLOS
Facies écroisé PL 61

La biotite, toujours fortement chloritisée, apparaît rarement en baguettes isolées, mais plutôt se regroupant en lits discontinus et anastomosés. Les minéraux opaques sont abondants dans les clivages.

La muscovite lui est associée ; elle la recoupe ou la remplace fréquemment et lui est donc, au moins en partie, postérieure.

Un peu d'épidote apparaît parfois à proximité des lits micacés, ainsi qu'à l'intérieur des plagioclases.

Accessoirement, on observe des cubes de pyrite, des petits grenats, de l'apatite, ainsi que quelques zircons.

La composition globale d'une telle roche (déterminée sur 2 500 points) est la suivante :

quartz	30,9 %
plagioclase	25,2 %
feldspath	30,6 %
potassique	
chlorite	7,0 %
muscovite	5,6 %
minéraux opaques	0,4 %
apatite, grenat, épidote	} 0,3 %

II - Faciès écrasés

A partir du faciès de gneiss ocellé peut-être décrit, la fracturation et le laminage s'intensifiant peuvent conduire à des faciès très particuliers, dont l'origine véritable ne serait pas décelable si l'on ne pouvait observer, tant sur le terrain qu'en lame mince, les termes successifs de cette évolution.

Je ne décrirai ici qu'un des termes ultimes de la transformation tectonique (échantillon PL 61, figure 22).

La roche montre une schistosité très fine, due à une ségrégation cataclastique très nette entre des lits phylliteux et des niveaux à quartz et feldspaths finement broyés et enchevêtrés. La taille des grains, qui est en moyenne de 50 microns, peut descendre à 10 microns. Il peut apparaître dans cette mésostase, quelques minéraux opaques, des grains d'épidote et quelques zircons.

Au milieu de cette mésostase très fine, il peut subsister quelques minéraux de taille plus grande, rarement supérieure à 3 mm (phénoclastes).

Le plagioclase est relativement fréquent. Il est toujours fortement tordu et séricitisé. Il s'agit d'oligoclase (jusqu'à An 30), parfois antiperthitique.

Le feldspath potassique peut apparaître intact, mais contient le plus souvent des inclusions de quartz, plagioclase et chlorite.

La muscovite, en paillettes de taille comparable à celle des feldspaths, est fortement tordue et effilochée.

Quelques grenats, de l'apatite, ainsi que de la tourmaline, apparaissent plus rarement à l'état de phénoclastes.

On observe localement des recristallisations de quartz, en petits individus accolés en de longues lanières, ou en amandes aplaties, "discordantes" sur la mésostase, et contournant les yeux résiduels.

Il faut noter que la schistosité peut être parfois légèrement replissée. Dans la lame PL 74, un filonnet rectiligne à quartz et albite recoupe cette schistosité.

c) - Remarques

L'observation macroscopique et microscopique des termes les moins cataclasés met en évidence une ressemblance étroite entre les gneiss ocellés de Vallon Clos et ceux de Crupillouse, considérés comme des orthogneiss dérivant d'un ancien granite porphyroïde (P. LE FORT, 1971).

L'étude des lames minces permet d'établir les faits suivants :

- la cristallisation de la muscovite est postérieure à la gneissification ;
- elle est antérieure à la "schistification cataclastique" ; sa forme sigmoïde, ainsi que la disposition des filets micacés témoignent en outre de glissements plans sur plans postérieurs à la schistification ;
- des recristallisations de quartz et l'apparition, d'au moins une partie de l'albite, sont postérieures à cette schistification.

CHAPITRE III - BOUTONNIERES DU FURNEL ET DE DOURMILLOUSE

L'érosion a entaillé profondément les terrains mummulitiques qui recouvrent au SE le massif du Sirac. Dans les deux vallons du Fournel, et de Dourmillouse, les terrains cristallins apparaissent en boutonnières sous la puissante série des "grès du Champsaur". Dans le cadre de ma collaboration avec le Service de la Carte Géologique de France, j'ai été amené à parcourir ces deux secteurs, peu éloignés géographiquement de la région du Sirac.

A. - ENSEMBLE DU FOURNEL

Il s'agit d'un ensemble de gneiss montrant des faciès assez variés, au sein desquels sont intercalés des niveaux amphiboliques de faible épaisseur. Les caractères migmatitiques sont plus ou moins marqués. Tous ces faciès sont assez semblables à ceux du Sirac ; seul le plus répandu d'entre eux sera décrit ici.

a) - Aspect macroscopique

Cette roche très massive, assez homogène, à litage discret, ressemble d'assez loin aux gneiss ocellaires du Sirac. De petits grains arrondis de couleur claire, régulièrement répartis, apparaissent dans un fond plus sombre où, malgré la taille millimétrique des minéraux, leurs formes sont difficilement discernables. Des lits de chlorite plus ou moins continus semblent former un réseau anastomosé contournant les cristaux de feldspath ou de quartz. La patine est grise. En cassure fraîche, elle est grise à gris verdâtre ; des cristaux de feldspaths d'assez grande taille montrent des cassures miroitantes.

b) - Aspect microscopique (échantillon VO 6A, figure 23)

Le quartz forme de grandes plages irrégulières, constituées de petits cristaux engrenés en dentelle, s'insinuant entre les feldspaths et se relayant à travers toute la roche. Il forme également dans les feldspaths de petites inclusions globulaires.

Les plagioclases, souvent complètement altérés, apparaissent en petits ocelles arrondis de 1 à 5 mm, disposés à plat selon la foliation. Leurs contours sont partiellement moulés par les phyllites. Une mesure unique (en raison de la séricitisation importante) indique une composition An 20.

Le feldspath potassique, perthitique et non quadrillé, apparaît en individus aux contours irréguliers, pouvant atteindre exceptionnellement 8 mm. Les inclusions diverses (plagioclase), chlorite, muscovite, quartz, zircon) y sont nombreuses. Une importante bordure myrmékitique est très souvent séricitisée.

Les baguettes de chlorite, dépassant rarement 1,5 mm, se rassemblent le plus souvent en amas ou en niveaux discontinus contournant les ocelles de plagioclase et donnant une foliation fruste. On en observe également, mais plus rarement, en petites baguettes isolées dans les plages quartzueuses. Des minéraux opaques assez abondants et de belles aiguilles de rutile se disposent le long des clivages.

De la muscovite, en paillettes plus petites, semble postérieure à la chlorite, car elle la recoupe et peut même la remplacer.

Un peu d'épidote se rencontre dans les amas et lits chloriteux.

Des granules de minéraux opaques d'assez petite taille, se disposent en trainées parallèles à la foliation.

On note la présence d'un peu de cordiérite, peu altérée, en cristaux subautomorphes de 0,2 à 0,3 mm.

Des baguettes fines, isolées ou associées en gerbes apparaissent rarement, près du feldspath potassique. Il s'agit peut-être de sillimanite.

De beaux zircons, atteignant 0,125 mm, sont relativement fréquents dans les lits micacés. L'apatite, (cristaux jusqu'à 1 mm) ainsi que le grenat sont assez rares.



Fig. 24 AMPHIBOLITE DE DOURMILLOUSE VT 71

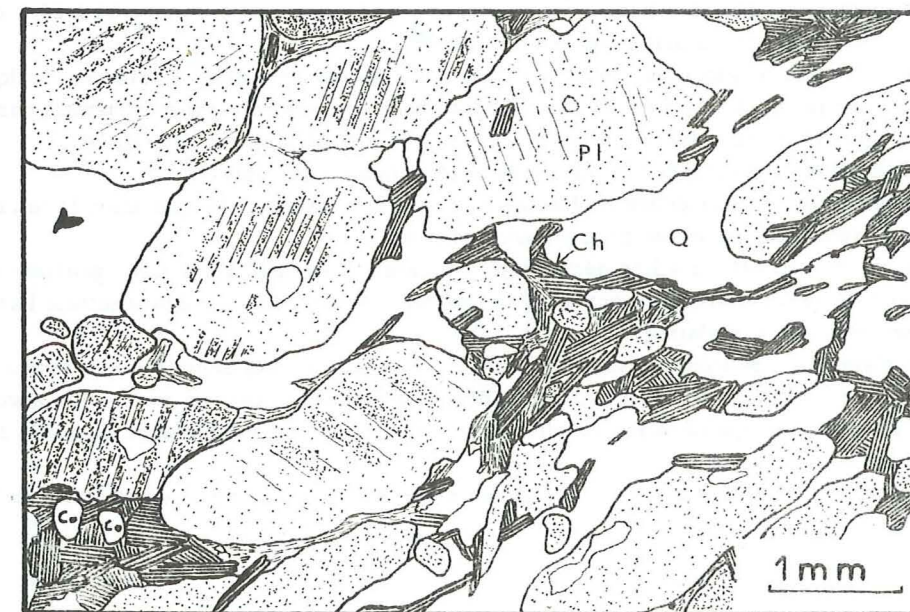


Fig. 23 GNEISS DU FOURNEL VO 6A

La composition modale (déterminée sur 2 500 points) est la suivante :

quartz	28,1 %
plagioclase	38,1 %
feldspath	11,9 %
potassique	
chlorite	17,8 %
muscovite	2,9 %
épidote	0,7 %
cordiérite, apatite,	0,5 %
grenat, minéraux	

B. - ENSEMBLE DE DOURMILLOUSE

Une formation très homogène de gneiss à aspect détritique constitue la quasi totalité des affleurements de cette boutonnière. Toutefois, j'ai pu observer un pointement isolé d'amphibolite, malheureusement sans relation visible avec les faciès détritiques.

1 - Gneiss "détritiques"

a) - Aspects macroscopiques

Le faciès le plus fréquent de cette formation est caractérisé par la présence de petits grains blanchâtres, surtout de feldspaths, plus rarement de quartz, à contours généralement arrondis, et de tailles variables, ne dépassant pas 4 ou 5 mm. Ils sont assez régulièrement répartis dans une mésostase sombre, richement micacée, à grain fin. La foliation très fruste, est déterminée par la disposition des grains feldspathiques et l'orientation des phyllites. Des passées claires, à grain généralement fin, forment, au sein du faciès précédent, des lentilles très allongées ou des niveaux pouvant atteindre quelques centimètres d'épaisseur. La patine de ces roches est grise à gris sombre, parfois légèrement rouille.

On ne décèle, dans cet ensemble, aucune trace de migmatisation.

b) - Aspects microscopiques

I - Gneiss sombre (type VS 62, figure 25, p. 43)

Les "galets" feldspathiques, de 0,5 à 5 mm sont nombreux ; ils forment, en moyenne 15 à 25 % de la roche. Lorsqu'ils sont allongés, ils apparaissent disposés à plat selon la foliation.

Il s'agit principalement de plagioclases, souvent indéterminables car fortement séricitisés. Quelques mesures indiquent toutefois une composition de An 17 à An 28. Le feldspath potassique est rare ; il n'est jamais quadrillé.

On note dans les "galets" de rares inclusions de quartz et de biotite faiblement chloritisée.

Dans le reste de la roche, à grain très fin, on distingue les minéraux suivants :

- le quartz, assez abondant, en cristaux dépassant rarement 50 microns, souvent allongés selon la foliation ;
- plagioclase, fortement séricitisé, de forme généralement arrondie ;
- biotite, très abondante, en paillettes d'allure déchiquetée, toujours inférieures à 0,2 mm, généralement peu ou pas chloritisées ; elles sont disposées statistiquement selon la foliation, en lits plus ou moins continus formant un réseau anastomosé ceinturant les minéraux clairs ;
- muscovite, dont les plages, qui peuvent atteindre 0,8 mm, sont localisées préférentiellement autour des galets feldspathiques, ou bien se relaient à travers toute la roche pour donner de fines trainées, en association avec un peu de chlorite néoformée (pas de minéraux opaques dans les clivages) ; cette muscovite semble donc au moins en partie d'origine métamorphique, et non pas détritique ;
- minéraux opaques rares et petits grains d'apatite, de grenat et de zircon (ces derniers étant tout à fait indépendants des biotites).

II - Les passées claires (type VT 7A, figure 26, p. 43)

Le grain est fin. De rares "galets", cette fois exclusivement de feldspath potassique, aux formes arrondies, et de taille inférieure à 4 mm, sont entourés d'une mésostase très fine. Celle-ci est formée, presque essentiellement de quartz et de feldspath potassique engrenés. Celui-ci n'est pas quadrillé. De petits plagioclases séricitisés ont tendance à se rassembler en minces niveaux ou lentilles allongées.

La biotite est absente. Quelques grenats (taille jusqu'à 0,3 mm) des débris de tourmaline (taille jusqu'à 0,5 mm), de petits cristaux d'apatite et de zircon sont fréquents.

Le passage entre ce faciès et le faciès sombre est assez brutal. Latéralement, il se fait par intrications des deux faciès.

ENSEMBLE DETRITIQUE DE DOURMILLOUSE

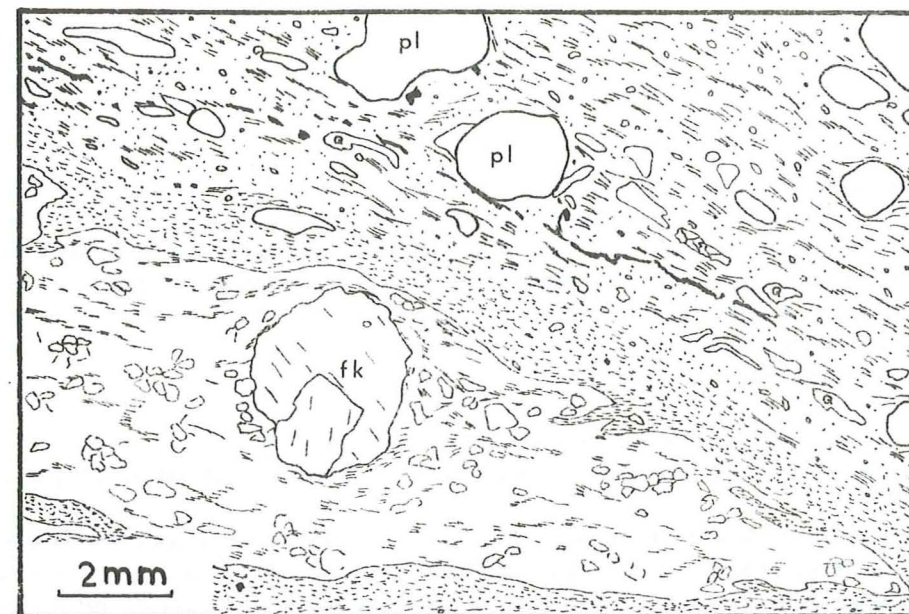


Figure 26. PASSEE CLAIRE VT 7A

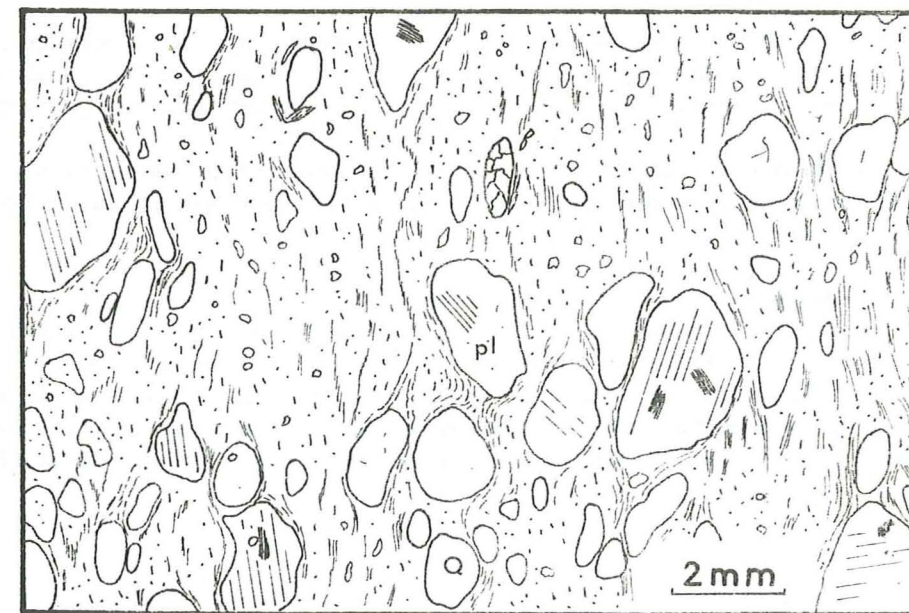


Figure 25. FACIES SOMBRE VS 62

c) - Remarque

La présence de petits galets feldspathiques, l'allure déchiquetée et la disposition des biotites, ainsi que l'abondance de minéraux lourds variés, semblent pouvoir, à l'issue de cette étude rapide, justifier l'attribution d'une origine détritique à cette formation, qui n'est pas sans rappeler certains faciès du massif de Combeynot (J. Cl. LACOMBE, 1970).

2 - Amphibolite

a) - Aspect macroscopique

Un petit pointement d'amphibolite de quelques dizaines de m² apparaît dans la partie topographiquement la plus base de la boutonnière, au confluent du torrent des Oules et du torrent de Chichin. Il ne montre aucun contact avec les formations détritiques dont il est séparé de tous côtés par les alluvions. Il s'agit d'une roche assez sombre, massive, à litage régulier. Un rubanement bien marqué est donné par la ségrégation, d'origine probablement migmatitique, entre des lits clairs millimétriques à centimétriques, et des niveaux sombres plus épais, riches en amphibole. Celle-ci est le seul minéral discernable à l'œil nu ; sa taille peut atteindre 4 à 5 mm.

La patine de cette roche est grise à verdâtre.

b) - Aspect microscopique (type VT 7I, figure 24, p. 41)

Cette amphibolite présente une structure cataclastique nette, et des recristallisations de quartz assez importantes.

Le quartz, à extinction toujours roulante, apparaît sous plusieurs formes. D'abord en petits cristaux isolés, peu abondants, répartis dans toute la roche. Il peut également constituer, à l'intérieur des amphiboles, de petites inclusions globulaires. Mais il apparaît le plus souvent en longues bandes d'épaisseur millimétrique, soit allongée selon la foliation et contournant les amandes de minéraux résiduels, soit recoupant (quartz "discordant") la mésostase finement broyée.

Le plagioclase, abondant (environ 40 % de la roche) est généralement fortement séricitisé ; plusieurs plagioclases accolés peuvent former de grandes plages mais il est presque toujours impossible de déterminer les contours de chaque individu. Quelques mesures faites sur de petits cristaux moins altérés que d'autres montrent qu'il s'agit, dans ce cas, d'andésine An 32 à 48.

L'amphibole se présente, dans certains niveaux, en amandes atteignant quelques millimètres, aux contours réguliers, et allongés selon la foliation. Ailleurs, ce sont des cristaux plus petits, aux formes irrégulières. Il s'agit de hornblende brune, faiblement pléochroïque. Les caractères optiques sont :

$$2V = -80 \text{ à } -88^\circ ; Ng/c = 13 \text{ à } 19^\circ$$

L'amphibole est traversée par des lattes, tout au plus légèrement tordues de biotite très pléochroïque, non chloritisée. Elles se développent le plus souvent sans tenir compte des directions cristallographiques du minéral-hôte. Celui-ci peut contenir aussi des inclusions de minéraux opaques, de sphène, et de rares grenats. La biotite peut apparaître seule, et, dans ce cas, peut être fortement tordue, mais jamais altérée.

Au sein de cette amphibolite bien identifiable, on observe quelques niveaux extrêmement fins, de couleur brunâtre, où il est impossible d'identifier les minéraux constitutifs. Il s'agit probablement des minéraux décrits plus haut, qui ont été très finement broyés, pulvérisés.

c) - Remarque

La structure de cette roche, à amandes d'amphibole résiduelle, à niveaux finement cristallisés et à bandes de quartz "discordant", est caractéristique des formations cristallines ayant subi une cataclase accompagnée ou suivie d'une recristallisation (A. FERRAGNE, 1972). Or, il semble que les gneiss dits "détritiques" n'aient pas subi ce phénomène. Les amphibolites pourraient donc vraisemblablement être considérées comme une formation plus ancienne. Les observations trop fragmentaires faites sur les roches de ce secteur ne permettent pas de déterminer laquelle, ni même de confirmer cette hypothèse.

TROISIEME PARTIE - ETUDE GEOCHIMIQUE

A. - ORIGINE DES AMPHIBOLITES

B. - ETUDE D'ENSEMBLE

C. - ETUDE DE QUELQUES ELEMENTS TRACES

TROISIEME PARTIE - ETUDE GEOCHIMIQUE

En raison des phénomènes complexes qui ont pu, à plusieurs reprises, transformer les roches de la région du Sirac, l'étude pétrographique n'a fourni que peu de renseignements sur leur nature initiale. L'utilisation de certains diagrammes géochimiques doit pouvoir apporter quelques données sur l'origine et l'évolution de ces formations.

Cette étude porte sur :

- a) 32 échantillons récoltés par moi-même et comprenant :
 - 26 échantillons provenant des formations du Sirac ;
 - 2 échantillons de gneiss œillés du Vallon Clos ;
 - 1 échantillon d'un faciès granitoïde dans les migmatites du Pigeonnier ;
 - 2 roches de la boutonnière de Dourmillouse ;
 - 1 de la boutonnière du Fournel.

Chaque échantillon comprend plusieurs morceaux d'un même faciès, prélevés sur le même affleurement, et représentant de 2 à 10 kg. A l'exception d'un témoin conservé, la totalité de l'échantillon a subi un broyage grossier à moyen (broyeur à mâchoires), puis moyen à fin (broyeur à boulets) ; après quartage, une partie seulement a été broyée très finement au broyeur à anneaux. Malgré les précautions prises lors de ce dernier broyage, il est certain que ce procédé entraîne un échauffement considérable des grains, qui peut provoquer, dans certains minéraux, une oxydation de Fe^{++} . Ce phénomène est difficilement explicable, mais le fait a été prouvé par diverses analyses (G. VIVIER, communication orale). Aussi les résultats concernant la répartition entre Fe_2O_3 et FeO ne devront être utilisés qu'avec méfiance.

Les analyses des éléments majeurs et de sept éléments traces ont été effectuées au quantomètre du C.R.P.G. (Nancy). Fe_2O_3 et FeO ont été dosés par voie humide à l'Institut Dolomieu.

b) - 6 échantillons prélevés par P. LE FORT dans le massif du Sirac et analysés au quantomètre. Pour éviter des confusions avec mes échantillons numérotés avec le même système (voir annexe), ils seront toujours indiqués entre parenthèses.

c) - Une analyse de A. PECHER (1970) concernant un faciès du Vallon de la Selle.

Le problème bien délimité de l'origine des amphibolites sera examiné dans un premier temps, puis j'aborderai l'étude de l'ensemble des formations.

A. - ORIGINE DES AMPHIBOLITES

Il est classiquement admis que les amphibolites peuvent résulter du métamorphisme soit d'une roche calcaréopélitique, soit d'une roche volcanique basique. Le premier problème à résoudre par l'étude géochimique est donc de savoir si les niveaux amphiboliques interstratifiés dans la série du Sirac sont d'anciennes coulées volcaniques, ou bien correspondent à des lentilles ou niveaux marneux.

B. MOINE et H. DE LA ROCHE (1968), estiment pouvoir trancher le problème de façon catégorique en utilisant un diagramme rectangulaire où interviennent les paramètres $(Al + Fe + Ti)/3 - Na$ et $(Al + Fe + Ti)/3 - K$, à condition qu'il n'existe pas de transformation métasomatique importante ; ce qu'il est impossible d'affirmer a priori dans le cas des formations du Sirac.

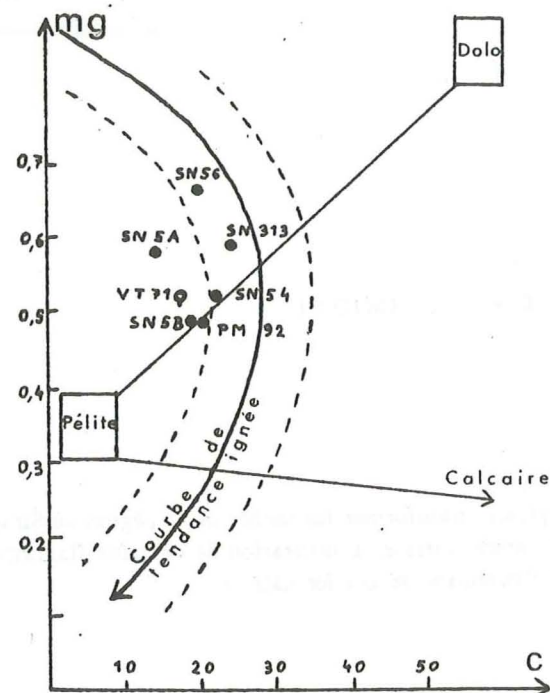


Figure 27. Diagramme de Leake (1964)

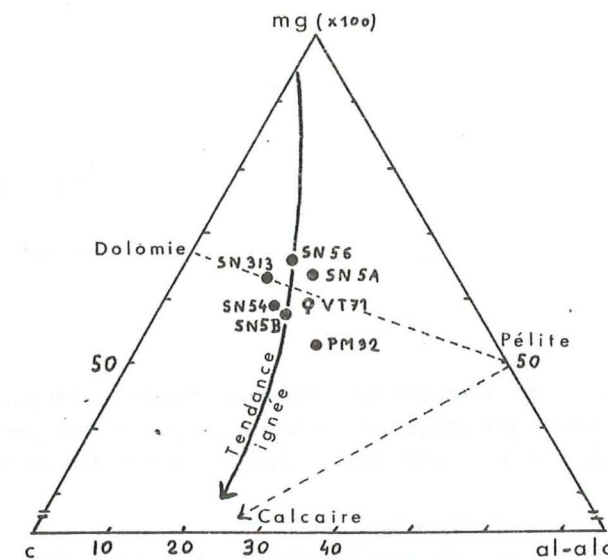


Figure 28. Diagramme 100 mg, c, al-alc

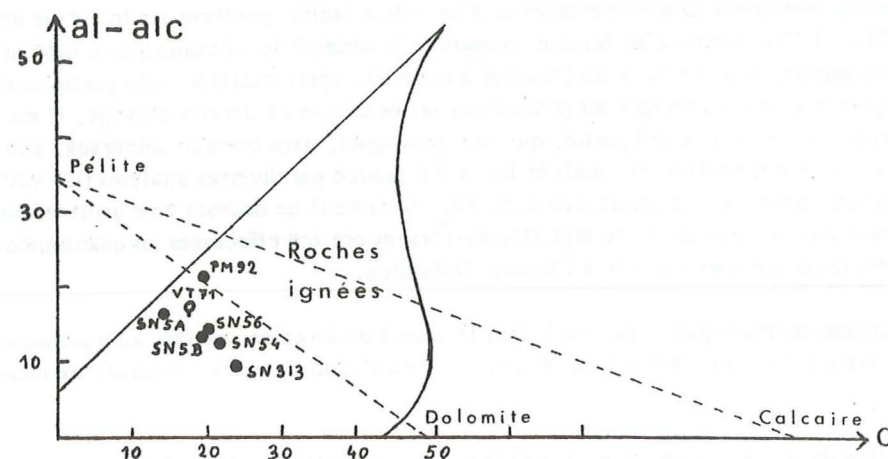


Figure 29. Diagramme c, (al-alc)

Diagramme	PM 92	SN 313	SN 54	SN 56	VT 71	(SN 5A)	(SN 5B)
Leake	?	ortho certaine	?	ortho certaine	ortho probable	ortho probable	?
mg / c / al-alc	para douteuse	?	?	ortho certaine	?	ortho certaine	?
c / al-alc	ortho probable	ortho certaine	ortho certaine	ortho certaine	ortho certaine	ortho certaine	ortho certaine

Tableau récapitulatif Origine des amphibolites

Na et K étant particulièrement mobiles, j'ai préféré ne pas utiliser ce diagramme pour des formations migmatisées telles que celles du Sirac.

LAPADU-HARGUES (1958) indique que toutes les amphibolites d'origine magmatique contiennent plus de 0,8 % de TiO_2 . Il semble un peu hatif d'utiliser la réciproque pour conclure que les amphibolites du Sirac, riches en TiO_2 (les teneurs sont : PM 92 = 1,25 %, SN 313 = 1,08 %, SN 54 = 1,86 %, SN 56 = 1,27 %, (SN 5A) = 0,93 %, (SN 5B) = 1,33 %, VT 71 de Dourmillouse = 1,18 %) sont d'origine "ortho". Ce problème sera étudié à l'aide de trois diagrammes simples basés sur les paramètres de Niggli. Ainsi, le domaine d'incertitude de chaque diagramme est-il couvert partiellement par les deux autres.

1 - Diagramme de Leake (1964) (figure 27, p. 48)

Sur ce diagramme, où les roches sont caractérisées par les paramètres c et mg, figurent d'une part une "courbe de tendance ignée" au voisinage* de laquelle se situent les amphibolites d'origine "ortho", et d'autre part un domaine sédimentaire défini par trois pôles (dolomite, calcaire, pélite) et à l'intérieur duquel se placent les amphibolites.

L'origine volcanique de SN 56 et SN 313, situés à proximité immédiate de la courbe ignée, loin du domaine sédimentaire, ne peut guère faire de doute. Pour (SN 5A) et, dans une plus faible mesure, VT 71, l'origine ortho n'est que probable. Par contre, il n'est pas raisonnable de conclure quoi que ce soit d'après la position des trois autres amphibolites (SN 5B, SN 54, PM 92) situées à la limite du domaine sédimentaire et en bordure de la bande (tiretés) contenant la plupart des roches ignées.

2 - Diagramme 100 mg, c, (al-alc) (figure 28, p. 48)

Les amphibolites sont reportées sur un triangle dont les pôles sont 100 mg, c, (al-alc). Seule la partie utile du triangle (100 mg > 25) est représentée. Là encore, les ortho-amphibolites se disposent à proximité d'une courbe de tendance ignée. Un domaine sédimentaire est défini par trois pôles : pélite (al-alc = 50 %, 100 mg = 50 %), dolomite (100 mg = 66 %, c = 34 %) et calcite (c = 100 %).

SN 56 et (SN 5A), situés hors du domaine sédimentaire, et sur ou très près de la courbe ignée, sont des ortho-amphibolites. (SN 5B), SN 54, SN 313 et VT 71 restent à la limite du domaine des para-amphibolites et sur, ou non loin de la courbe ignée ; leur origine est difficilement déterminable. Le chimisme de PM 92 est celui d'une para-amphibolite, mais son point représentatif n'est toutefois pas très éloigné de la courbe ignée.

3 - Diagramme c / al-alc (figure 29, p. 48)

Les roches ignées sont, cette fois réparties non pas à proximité d'une courbe, mais dans un domaine, d'ailleurs traversé par le triangle des roches sédimentaires pouvant donner des amphibolites.

La quasi totalité des amphibolites se situe, sans ambiguïté, dans le secteur appartenant exclusivement aux roches ignées. Seule PM 92 tombe dans le domaine commun, mais toutefois à la bordure du domaine sédimentaire ; son origine ortho n'est que probable.

4 - Conclusion

Les résultats obtenus à l'aide de ces trois diagrammes ont été reportés sur un tableau (p. 48) de façon à permettre une synthèse. Chaque diagramme ne fait que fournir, à un degré de probabilité plus ou moins élevé, des arguments en faveur de l'origine ortho des amphibolites. Sauf pour PM 92, il n'apparaît aucune contradiction entre ces conclusions partielles. La composition de cette roche a certainement été modifiée par la migmatisation forte que celle-ci a subie, et la composition actuelle est telle qu'aucun de ces trois diagrammes ne permet une discrimination sûre. On en est réduit à utiliser l'argument de LAPADU-HARGUES ($TiO_2 = 1,25\%$) en faveur d'une origine ortho. Il n'y aurait d'ailleurs pas de raison d'attribuer à PM 92 une origine différente de celle de toutes les autres amphibolites du même ensemble.

En résumé, les niveaux amphiboliques du Sirac (ainsi que l'affleurement de Dourmillouse) résultent du métamorphisme d'anciennes roches volcaniques basiques. Leur position interstratifiée dans la série permet de dire qu'il s'agit de coulées ou de tufs et non pas de filons.

* - Noter la nuance : la notion de "voisinage" est beaucoup plus élastique que celle de situation d'un côté ou de l'autre d'une limite. Ainsi, une amphibolite située nettement en dehors du domaine sédimentaire a de fortes chances d'être d'origine "ortho", même si elle se trouve relativement loin de la courbe ignée, qui, comme son nom l'indique, ne représente en fait qu'une tendance.

B. - ETUDE D'ENSEMBLE

1 - Correction préalable pour les gneiss de Vallon Clos

Lors de l'étude pétrographique j'ai évoqué l'importante silicification développée dans les gneiss œillés de Vallon Clos, et pratiquement établi la parenté étroite de ces gneiss avec ceux de Crupillouse. Afin de ne pas fonder l'étude chimique des gneiss de Vallon Clos sur des compositions fortement modifiées par des phénomènes tardifs, il convient de connaître quantitativement l'importance de l'enrichissement en SiO_2 évoquée précédemment.

En considérant qu'un échantillon de gneiss de Vallon Clos analysé est en fait un mélange de gneiss non silicifié secondairement, et de quartz, on peut écrire :

$$(q \times 100) + (g \times t_o) = t$$

où

q est la proportion de quartz secondaire dans l'échantillon analysé,

g est la proportion de gneiss intact dans l'échantillon analysé,

t_o le % SiO_2 dans le gneiss non silicifié

t le % SiO_2 de l'échantillon (valeur donnée par l'analyse).

On peut admettre que la teneur en SiO_2 des gneiss de Vallon Clos ne devrait pas dépasser celle (76,30 %) du gneiss de Crupillouse le plus siliceux, PQ 81 (analyse in P. LE FORT, 1971). De plus, $g = 1 - q$.

On a donc, pour PL 813 :

$$100q + (1 - q) \times 76,30 = 79,65$$

d'où :

$$q = 0,14$$

Sachant donc que le gneiss ne constitue que 86 % de l'échantillon analysé (le reste correspondant à la silicification), il sera facile de calculer la composition primitive de ce gneiss à partir de celle de l'échantillon "non pollué". Un calcul identique donne, pour PL 8A, $q = 0,08$.

Dans chaque diagramme, les gneiss de Vallon Clos seront représentés avec et sans correction.

2 - Diagramme des "roches totales" (H. DE LA ROCHE, 1966)

Une loi simple lie entre eux les pourcentages-poids de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 et SiO_2 . On peut écrire :

$\% \text{Al}_2\text{O}_3 + \% \text{Fe}_2\text{O}_3 + \% \text{TiO}_2 + \% \text{CaO} = K (1 - \% \text{SiO}_2)$ ce qui revient à dire que la somme des oxydes de Fe, Ti, Al et Ca constitue une fraction déterminée des oxydes autres que la silice, entrant dans la composition d'une roche. Le coefficient K varie peu à l'intérieur d'une même "province géochimique".

Il est théoriquement possible d'en obtenir graphiquement la valeur en reportant en abscisses, les % de SiO_2 et en ordonnées, les valeurs correspondantes de $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO})$. Les points obtenus doivent s'aligner sur une droite passant par $\text{SiO}_2 = 100$, ordonnée = 0, et dont l'ordonnée à l'origine est la valeur de K cherchée.

Pour les formations non migmatitisées des massifs de Belledonne et du Chaillol, P. LE FORT et C.E. EHRSTROM (1969) donnent les valeurs extrêmes de 0,70 et 0,78 et adoptent la valeur moyenne 0,73. A. PECHER (1970) pour le Pelvoux oriental, trouve la valeur 0,69.

Tableau des valeurs de K dans le diagramme "Roches totales"

échantillon	Nature	K	échantillon	Nature	K
PI 813	gneiss de Vallon Clos	0,65	SN 62	migmatite rubanée sombre	0,68
PL 8A	gneiss de Vallon Clos	0,68	SN 64	gneiss ocellaire	0,70
PM 92	amphibolite	0,73	SN 71	gneiss à 2 micas	0,68
SK 32	gneiss Pigeonnier	0,65	SN 7A	migmatite rubanée claire	0,63
SL 39	migmatite granitoïde	0,67	SP 31	migmatite claire	0,65
SK 72	anatxite	0,65	SP 6A	gneiss biotitique	0,68
SL 73	enclave surmicacée	0,68	SQ 51	granite d'anatexie	0,62
SL 73'	mobilisat	0,62	SQ 61	gneiss biotitique	0,70
SM 21	gneiss ocellaire	0,69	SQ 61'	mobilisat	0,64
SM 430	migmatite rubanée	0,59	VO 6A	gneiss du Fournel	0,66
SM 61	gneiss biotitique	0,70	VS 62	gneiss de Dourmillouse	0,68
SM 71	gneiss œillé	0,66	VT 71	amphibolite	0,73
SM 72	gneiss fin	0,66			
SN 26	gneiss ocellaire	0,70	(SM 51)	gneiss à biotite	0,72
SN 313	amphibolite	0,70	(SN 31)	gneiss ocellaire	0,68
SN 322	migmatite rubanée	0,64	(SN 51)	migmatite claire	0,62
SN 422	gneiss ocellaire	0,70	(SN 54)	gneiss ocellaire	0,65
SN 51	gneiss œillé	0,71	(SN 5B)	amphibolite	0,73
SN 54	amphibolite	0,73	(SN 5A)	amphibolite	0,68
SN 56	amphibolite	0,67	479	gneiss biotitique	0,73

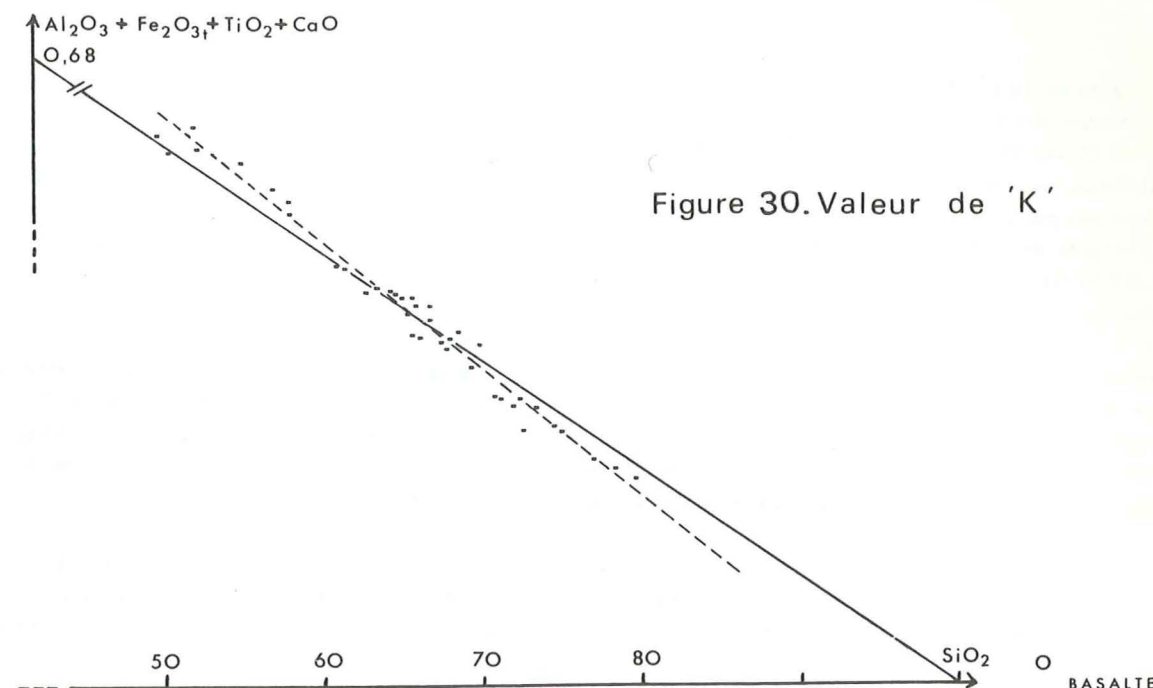


Figure 30. Valeur de 'K'

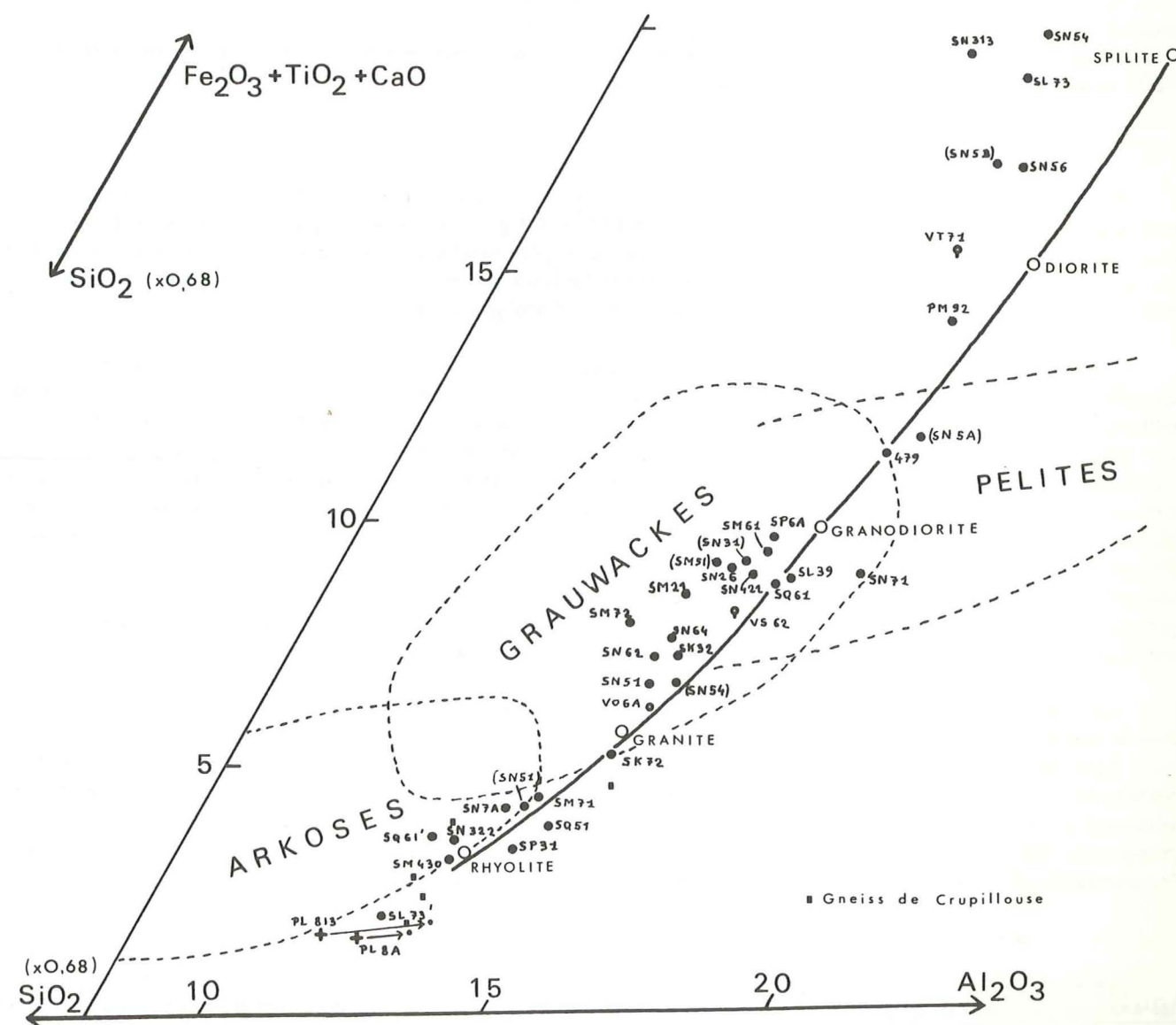


Figure 31 - Diagramme des « roches totales » (H. de la Roche, 1966)

Pour la région du Sirac, K varie de 0,59 à 0,73 (voir tableau). Pour les roches peu migmatisées, les valeurs de K trouvées sont voisines des précédentes. Par contre, pour les roches fortement migmatisées, les valeurs sont anormalement faibles ; ceci est dû aux teneurs élevées en Na_2O et K_2O par rapport à Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 et TiO_2 (feldspathisation éventuellement non isochimique ??). Aussi constate-t-on, lors de la recherche de K (fig. 30, p. 51), que la droite obtenue ne passe pas par $\text{SiO}_2 = 100$. Pour déterminer la valeur de K correspondant le mieux à mes analyses, on prendra l'ordonnée à l'origine de la droite passant par $\text{SiO}_2 = 100$ et le centre du nuage de points (ce qui revient à faire la moyenne des différentes valeurs de K). On obtient $K = 0,68$ (fig. 30, p. 51).

Il est alors possible de représenter les analyses sur un triangle de 0,68 de côté et dont les sommets seront $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$, Al_2O_3 et $0,68 \text{SiO}_2$ (fig. 31, p. 51), où une partie seulement de ce triangle est représentée).

La disposition des points selon une bande assez fidèlement appuyée sur la ligne ignée de Daly est particulièrement frappante. Elle tendrait à prouver que toutes ces roches sont d'anciennes roches ignées ou bien sont formées, au moins en partie, de débris de telles roches. Le groupement important de nombreux échantillons dans le domaine des grauweekes, qui sont précisément des grès à débris de roches volcaniques basiques, est significatif à cet égard. Il convient cependant de noter le léger décalage du nuage de points en direction du domaine des pélites.

Les amphibolites ont un chimisme intermédiaire entre basalte et diorite ; les moins riches en amphibole se rapprochent d'une granodiorite. Les termes les plus acides sont des migmatites rubanées claires (peut-être d'anciennes rhyolites ou arkoses) et des mobilisats granitiques. Le chimisme des échantillons du Fournel VO 6A et de Dourmillouse VS 62 et VT 71 ne diffère en rien de celui des formations du Sirac.

Les deux échantillons de gneiss ocellés de Vallon Clos PL 8A et PL 813 après correction sur SiO_2 ne s'éloignent pas sensiblement des gneiss ocellés de Crupillouse (petits carrés sur le diagramme, analyses in P. LE FORT, 1971).

Le gneiss ocellé du Sirac SM 71, ainsi que les migmatites rubanées claires SM 430, SN 322 et SN 7A, paraissent, sur ce diagramme, chimiquement semblables aux gneiss ocellés de Crupillouse.

3 - Diagramme de Pettijohn (1949)

Sur ce diagramme à coordonnées rectangulaires (fig. 32, p. 53), les roches sont définies par deux valeurs : le pourcentage-poids de SiO_2 , et la somme $\% \text{Fe}_2\text{O}_3 + \% \text{FeO} + \% \text{MgO}$. Les roches éruptives ont tendance à se situer à proximité immédiate d'une courbe ("lignée ignée") allant d'un pôle basalte à un pôle granite, en traversant le domaine des pélites, dont le point moyen est représenté. Les termes "grauwacke" et "arkose", indiqués ponctuellement par PETTJOHN, sont également les moyennes d'un grand nombre d'analyses de telles roches.

Contrairement à ce qui paraissait se passer dans le diagramme des roches totales, les analyses ne sont pas toutes disposées selon la courbe des roches ignées. Seules les amphibolites (domaine en pointillés) se placent sensiblement sur celle-ci. Et, - fait particulièrement remarquable -, la totalité des analyses du Sirac se disposent très nettement selon une droite, joignant le point moyen des amphibolites et le terme "arkose", en passant très exactement par le terme "grauwacke". C'est-à-dire qu'en mélangeant, dans des proportions variables, une roche détritique avec une roche volcanique basique, on peut obtenir tous les termes de la série du Sirac. C'est probablement ce qui s'est passé en réalité et, dans ce cas, il semble qu'on soit en présence d'une série typiquement volcanodétritique. Le terme volcanique est représenté par les amphibolites, ou, plus précisément, par celles d'entre elles les moins transformées par la migmatisation (par exemple SN 54). Les migmatites rubanées claires (de type SM 430) doivent correspondre au terme arkosique presque pur. Les autres roches de l'ensemble du Sirac, principalement représentées par des gneiss ocellaires et des gneiss ou migmatites biotitiques, ont une origine mixte et appartiennent à la grande famille des grauweekes.

Les mobilisats SL 73', SP 31 et SQ 61', ainsi que le granite d'anatexie SQ 51, occupent normalement leur place dans le domaine des roches les plus acides.

Après correction sur le quartz, les deux échantillons de gneiss ocellés de Vallon Clos (PL 8A et PL 813) s'inscrivent parfaitement dans le domaine occupé par les formations de Crupillouse (petits carrés) qui sont, il faut le souligner, rigoureusement alignées avec celles du Sirac. On peut aller plus loin en disant qu'en mélangeant, dans n'importe quelles proportions, une amphibolite de type SN 54 avec une roche à chimisme de gneiss de Crupillouse, on peut obtenir toutes les grauweekes du Sirac. Cette idée sera développée dans l'étude des diagrammes suivants.

4 - Triangle MgO , Na_2O , K_2O (H. DE LA ROCHE, 1965)

Sur ce diagramme (fig. 33, p. 53), apparaissent les mêmes éléments que sur le précédent : courbe "ignée" avec les analyses moyennes de basalte, diorite, granodiorite et granite, ainsi que les domaines des arkoses et des pélites (tous deux délimités en tiretés).

Là encore, seules les amphibolites se placent à proximité de la courbe ignée avec un chimisme moyen intermédiaire entre basalte et diorite. Il est encore possible de voir que les analyses se disposent sensiblement dans une zone située entre

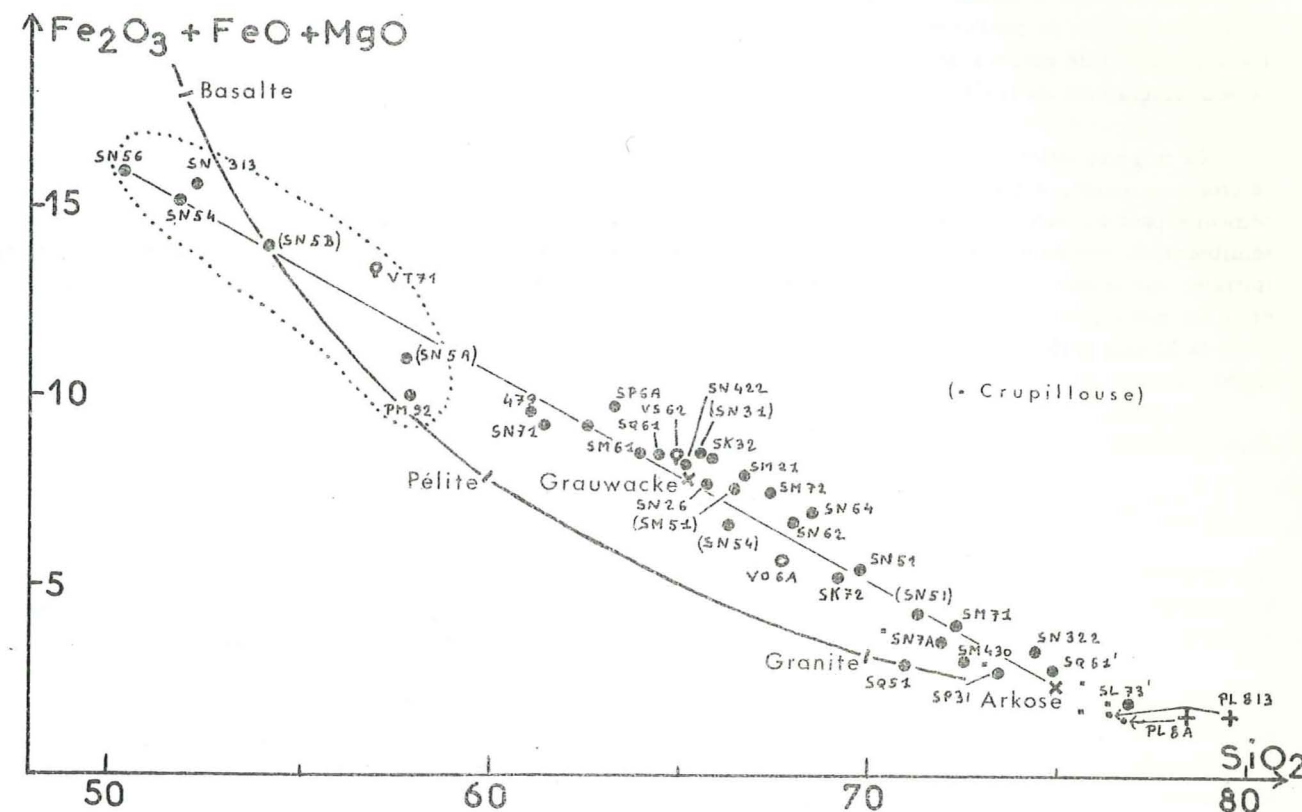


Figure 32. Diagramme de Pettijohn

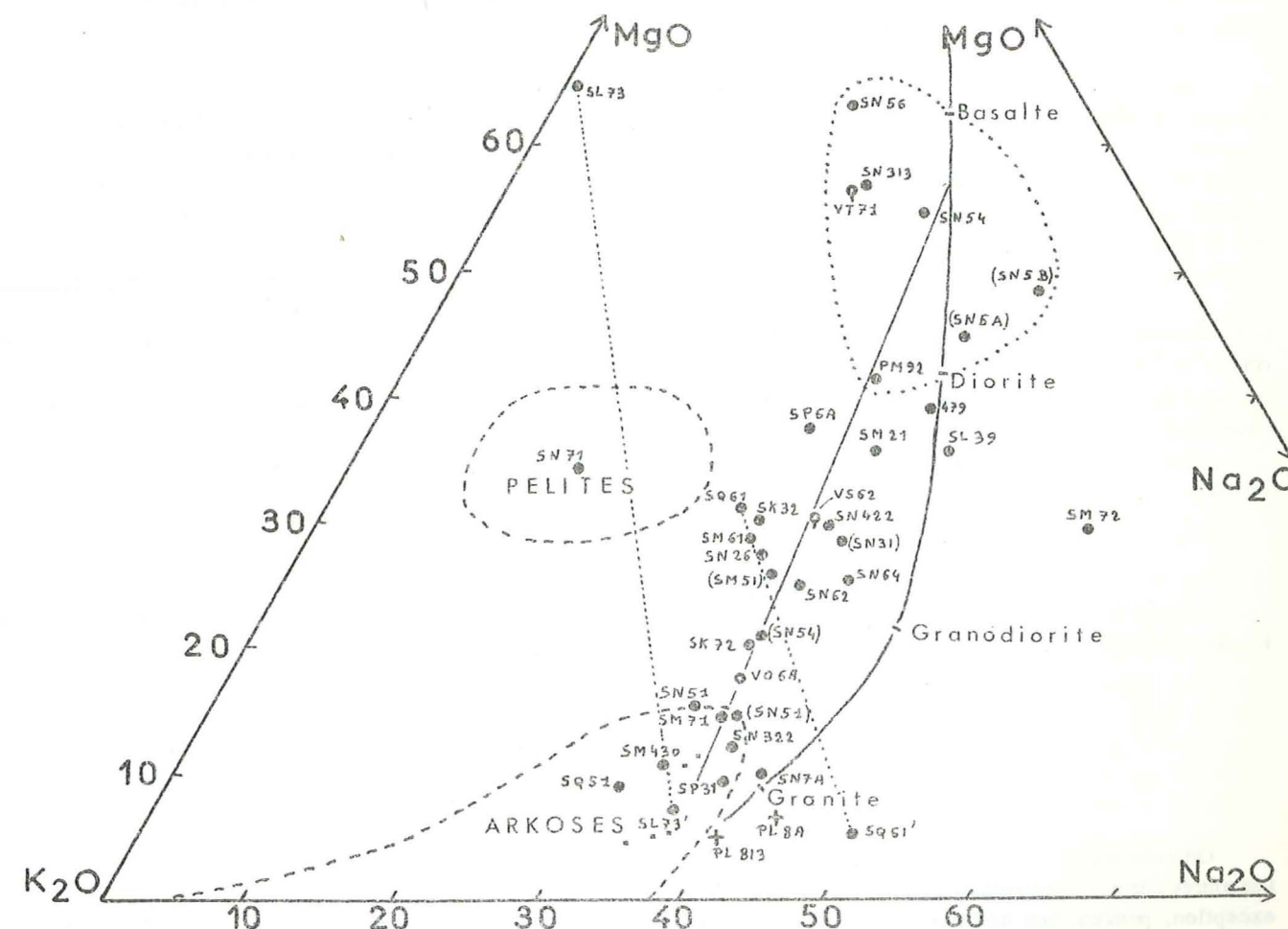


Figure 33. Diagramme MgO , Na_2O , K_2O (H. de la Roche, 1965)

les amphibolites et le domaine des arkoses, où prennent d'ailleurs place, également les gneiss de Crupillouse. Cette disposition permet de confirmer l'origine volcano-détritique précédemment attribuée à l'ensemble du Sirac. Toutefois, l'analyse SN 71 de gneiss à deux micas tombe au milieu du domaine des pélites. Il n'est pas possible de conclure avec ce seul diagramme qu'il s'agit d'une passée pélitique intercalée dans la série.

La migmatisation peut être responsable de la dispersion plus ou moins importante des analyses de part et d'autre de la droite moyenne. Ainsi, l'échantillon SL 73, enclave surmicacée au sein du mobilisat SL 73', se trouve-t-il très nettement séparé du reste des analyses. Mais en mélangeant SL 73 et SL 73' dans la proportion 1 pour 20 (selon laquelle, sensiblement, ces deux types interviennent à l'affleurement), on reconstitue approximativement le chimisme de la roche initiale, une arkose, située très près de la droite moyenne. De même SQ 61' est le mobilisat du gneiss à biotite SQ 61, et en les mélangeant dans le rapport 1 pour 3, la roche fictivement reconstituée se trouve sur la droite moyenne.

Le niveau mylonitique SM 72, au sein des gneiss ocellaires voit son rapport $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ nettement augmenter par rapport à ceux-ci. Il semblerait donc y avoir eu, en rapport avec la mylonitisation, remplacement de K par Na.

Les gneiss de Vallon Clos apparaissent peu différents de ceux de Crupillouse. Le rapport $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ est toutefois légèrement plus fort, très probablement à cause du développement d'albite tardive constaté en lames minces.

5 - Diagramme $\text{Ca} + \text{Mg} / \text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}$ (H. DE LA ROCHE, 1968)

Sur ce diagramme (fig. 34, p. 55), les coordonnées sont indiquées en millièmes pour 100 grammes de roche. Son pouvoir séparateur, particulièrement grand, pour le problème qui nous intéresse ici, va permettre de mettre en évidence une tendance qui n'avait pas pu être clairement définie dans les trois diagrammes précédents.

Si, comme cela vient d'être établi, la série du Sirac est uniquement volcano-détritique, les points représentatifs devraient tous, obligatoirement, se situer comme précédemment, entre un domaine arkosique, occupé par les migmatites rubanées claires, et un pôle volcanique basique, autour duquel se placent les amphibolites (on considérera que le pôle volcanique pur est représenté ici par l'échantillon SN 54, très homogène à l'affleurement et non migmatisé). Ce qu'on observe est sensiblement différent. Le nuage de points est bien étiré et passe effectivement par les pôles détritiques (granitique) et volcanique basique, mais il se dispose selon un arc de cercle assez nettement attiré en direction des pélites ($\text{Ca} + \text{Mg}$ faible, $\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}$ fort). D'ailleurs, le nuage de points, par rapport au domaine habituel des grauwackes, est décentré vers un pôle pélitique. On peut donc dire que l'ensemble, principalement volcano-détritique, est également nourri, pour une assez faible part, par une sédimentation pélitique.

Les formations du Sirac ont donc une origine assez complexe. Il y a simultanément de trois phénomènes : volcanisme basique, érosion d'un vieux massif granitique avec dépôt de minéraux détritiques, sédimentation pélitique enfin, peu abondante. Un triangle ayant pour sommets : arkose, basalte, pélite, permet de représenter tous les faciès et d'évaluer quelle est pour chacun, la part de matériau provenant d'une origine déterminée. Ainsi, si l'amphibolite SN 54 représente le pôle volcanique pur, la migmatite rubanée SM 430 la partie uniquement détritique (d'origine granitique), on peut dire que le gneiss ocellaire SN 64 est constitué approximativement de 65 % de débris granitiques, de 23 % de matériaux volcaniques et de 12 % de sédiments pélitiques. SN 71 est l'échantillon où l'influence pélitique est la plus marquée.

On constate, sur ce diagramme que le chimisme du pôle détritique correspond encore exactement à celui des gneiss ocellés de Crupillouse. Cette remarque a été faite, précédemment, et il est logique d'envisager une filiation possible entre les deux ensembles. Le peu d'analyses disponibles, tant de gneiss rubanés clairs du Sirac que de gneiss ocellés de type Crupillouse, ne permettra que d'effleurer le problème.

Quoi qu'il en soit, là encore, les gneiss de Vallon Clos, après correction, s'intègrent parfaitement dans l'ensemble de Crupillouse.

Comparaison avec les autres formations du "Noyau"

Afin de tenter un rapprochement avec d'autres ensembles du massif des Ecrins - Pelvoux, les formations ressemblant le plus à celles du Sirac ont été reportées sur le même diagramme (fig. 34). Il s'agit :

- des gneiss de la Lavey, extrêmement développés dans tout le massif* ;
- des migmatites du Pigeonnier, qui seraient leur équivalent plus migmatisé ;
- des gneiss de Villar Loubière, qui sont très probablement des gneiss de type Lavey, plus ou moins fortement mylonitisés (P. LE FORT, communication orale).

On constate que la grande majorité de ces roches ont un chimisme semblable aux formations du Sirac (grauwackes). Les autres ont une composition intermédiaire entre basalte et pélite. Ce qui est important est que toutes ces roches, sans exception, peuvent être définies à l'aide des trois pôles basalte, pélite, et arkose-granite, de la même façon que pour le Sirac. Sans pouvoir affirmer qu'il y ait identité entre les séries, on peut au moins dire, à la lecture de ce diagramme, qu'elles sont de même nature.

* - P. LE FORT (1971) ne précise pas, pour les amphibolites analysés, quelles sont celles qui apparaissent en petits niveaux au sein des formations de la Lavey, et celles qui appartiennent à la puissante formation basique qui leur est stratigraphiquement supérieure. Aussi, aucune comparaison ne peut être tentée au sujet des amphibolites.

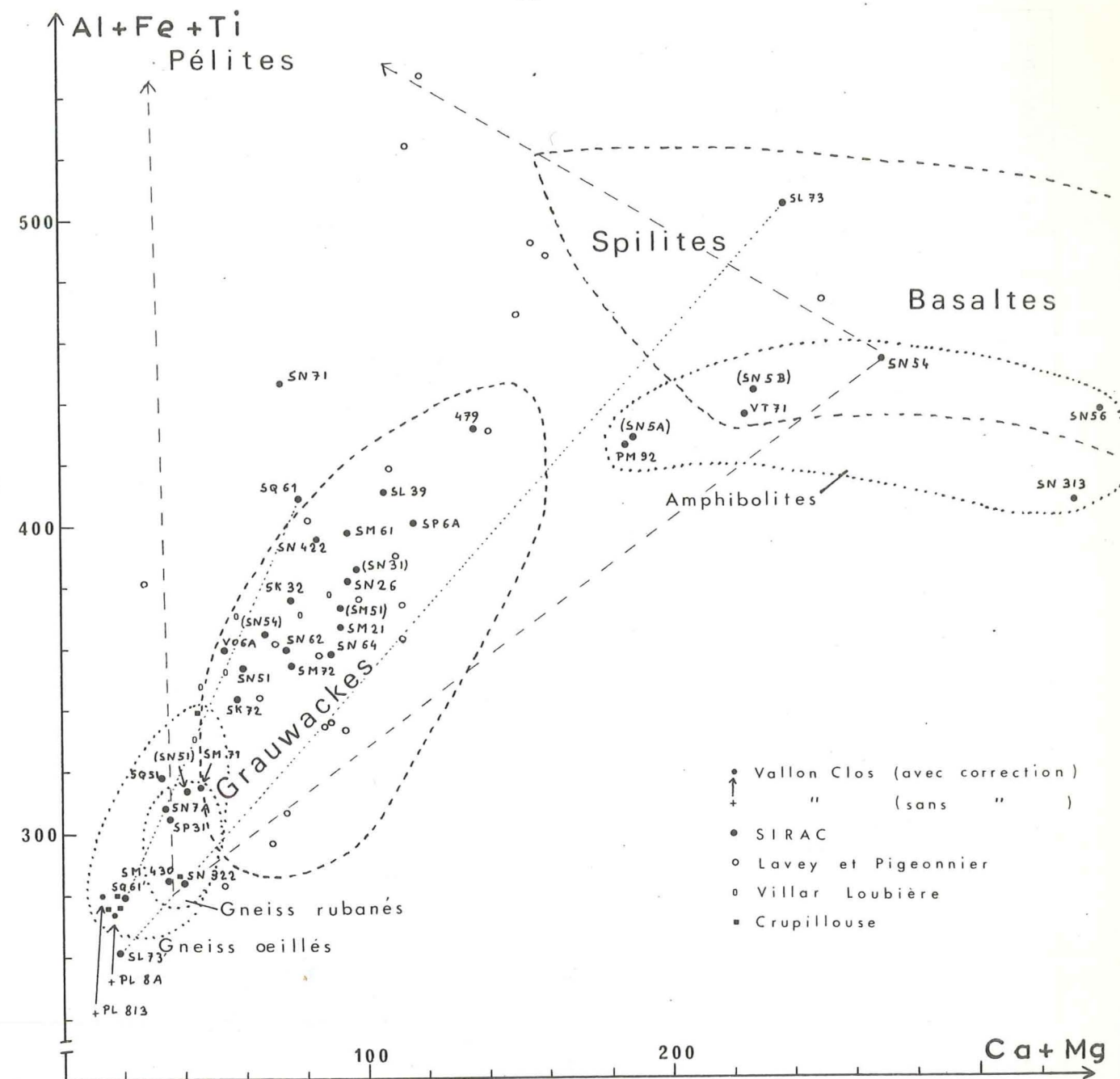


FIGURE 34 - DIAGRAMME $\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}$, $\text{Ca} + \text{Mg}$ (H. DE LA ROCHE 1968)

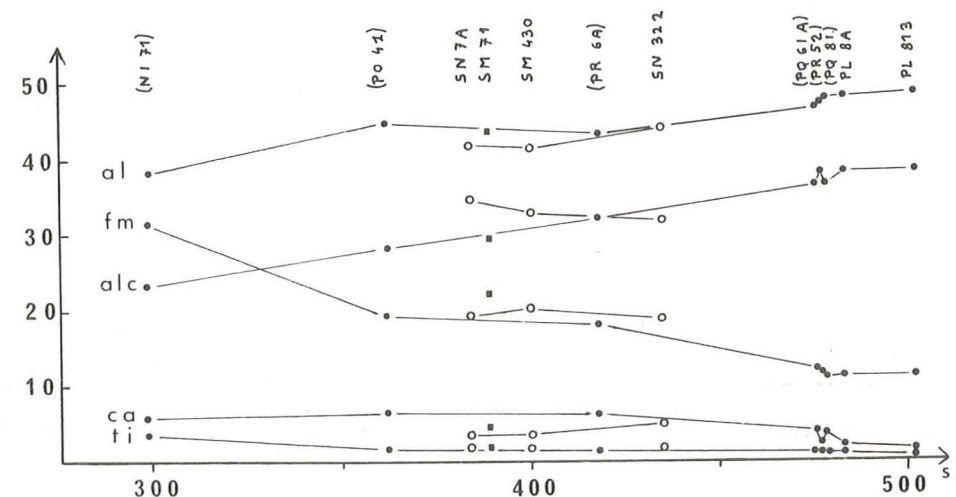


FIGURE 35
DIAGRAMME DE NIGGLI

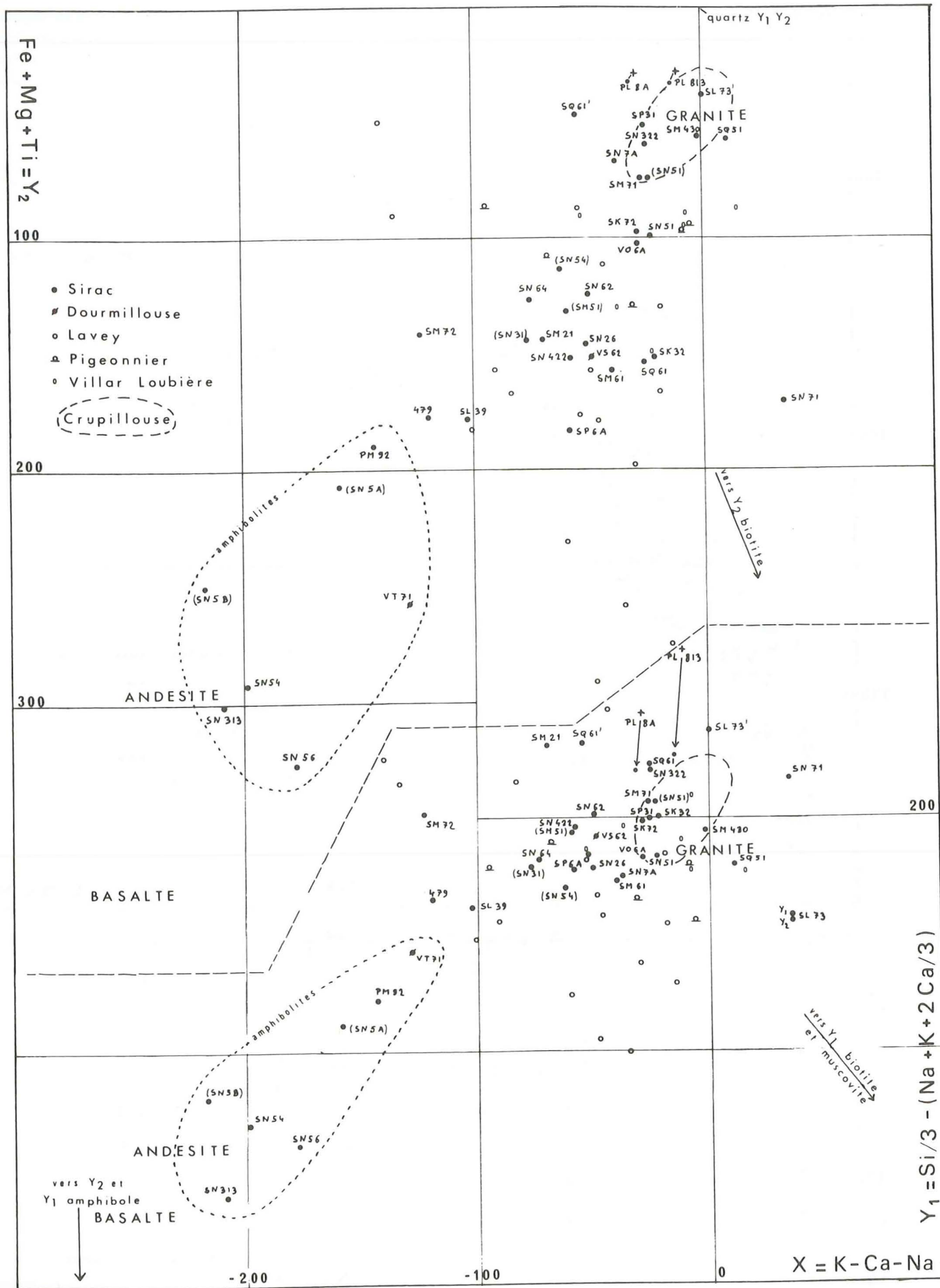


FIGURE 36 . Diagramme chimico-minéralogique (H. de la Roche 1964)

6 - Diagramme chimico-minéralogique (H. De LA ROCHE, 1964)

Le chimisme d'une roche se traduit minéralogiquement par l'attraction plus ou moins nette vers un certain nombre de minéraux cardinaux tels que quartz, feldspath potassique, plagioclase, amphibole... Ce diagramme (fig. 36) est conçu de façon à séparer le plus possible ces minéraux. Chaque roche est représentée par deux points de même abscisse $X = K - Ca - Na$ (éloignement entre feldspath potassique et plagioclase). L'ordonnée $Y_1 = Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)$, portée de bas en haut, est grosso modo proportionnelle à la teneur en quartz (puisque sa valeur est proche de zéro pour tous les autres minéraux cardinaux).

L'ordonnée $Y_2 = Fe + Mg + Ti$, portée de haut en bas, reflète l'importance des minéraux colorés. Chaque point (X, Y_1) a une altitude $Z = Na + K$ qui fait apparaître l'alcalinité de la roche.

On observe, là encore, la disposition allongée du nuage de points du Sirac (ronds pleins), entre les amphibolites et des roches à caractère granitique, avec, malgré tout, un certain déplacement en direction de la biotite, qui correspond à l'influence pélitique déjà mise en évidence. Celle-ci est encore plus nette pour les formations de la Lavey (ronds creux), dont les points représentatifs sont, d'ailleurs, assez dispersés. Ceci semble tout à fait normal si l'on considère que ces formations de la Lavey constituent en fait un véritable "fourre-tout" où prennent place des formations métamorphiques de la totalité du massif des Ecrins-Pelvoux et, où les différences d'origine des roches peuvent se manifester de façon plus sensible que dans le seul massif du Sirac, de superficie plus réduite. Par contre, les amphibolites du Pigeonnier et les gneiss de Villar Loubière, géographiquement très proches du Sirac, sont peu dispersés sur le diagramme, et apparaissent chimiquement très semblables aux formations du Sirac.

Le domaine des gneiss de Crupillouse a été porté sur le diagramme. On remarque :

- que les deux analyses de gneiss œillés de Vallon Clos ne tombent pas tout à fait dans les domaines (X, Y_1) et (X, Y_2) des gneiss œillés de Crupillouse (à vrai dire trop restreints, puisque définis par cinq analyses seulement), en raison d'une abscisse légèrement plus faible due très probablement à l'albitisation constatée en lames minces.
- que les migmatites rubanées claires SM 430, SN 7A et le gneiss œillé SM 71 ont un chimisme qui, là encore correspond bien à celui des orthogneiss ;
- que l'ensemble de ces roches (Crupillouse, Vallon Clos, migmatites claires du Sirac) a un caractère plus acide (Y_1 plus fort) que celui du granite moyen indiqué par H. DE LA ROCHE.

Si l'on s'intéresse maintenant aux amphibolites, on voit que leur chimisme n'est pas celui de basaltes comme semblaient l'indiquer les diagrammes précédents, peu précis à cet égard, mais celui d'andésites, avec une tendance vers la composition dacitique pour les termes les moins riches en amphibole. L'alcalinité $Na + K$, comprise entre 130 et 160 (à l'exception de VT 71 = 110) correspond bien à ces types de roches.

La figure 37 (J. JUNG et R. BROUSSE, 1962), confirme que les termes volcaniques de l'ensemble du Sirac appartiennent bien à une série typiquement andésitique, c'est-à-dire issue d'un magma basaltique saturé, riche en alumine, mais où le terme "basalte" est lui-même absent. On aurait là, un trait caractéristique d'un magmatisme orogénique (R. BROUSSE, 1968).

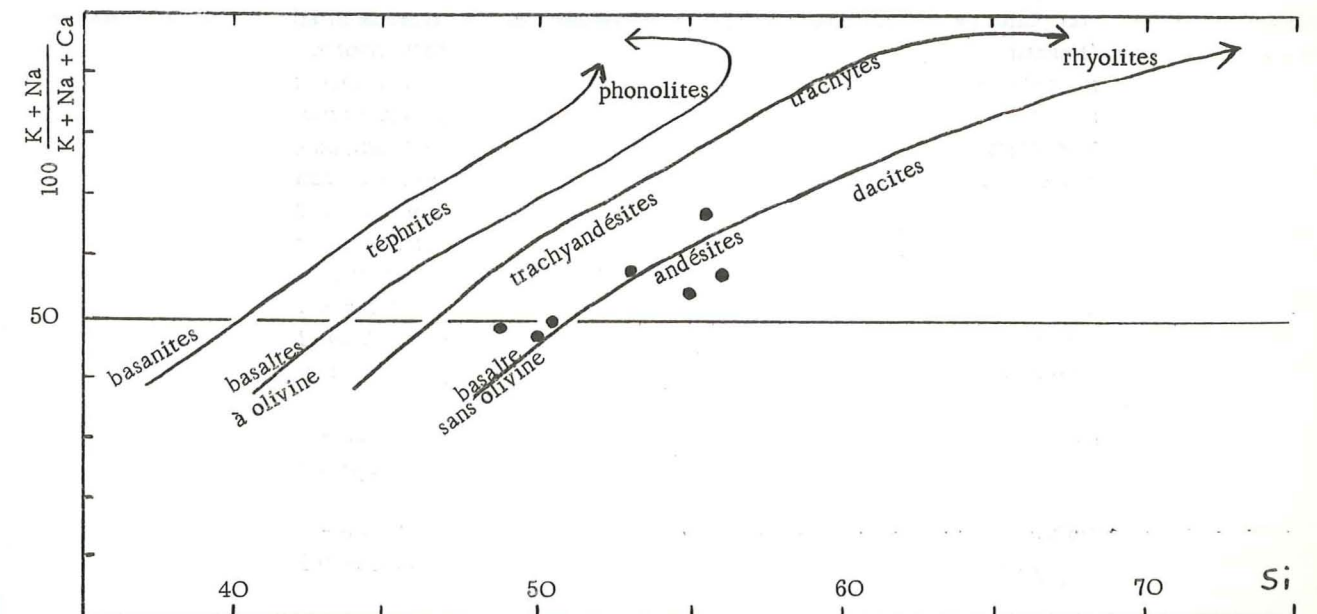


Figure 37 - Place des amphibolites dans diverses lignées évolutives (d'après J. JUNG et R. BROUSSE, 1962) -

7 - Origine des gneiss à composition granitique

L'étude de plusieurs diagrammes a mis en évidence le chimisme granitique des migmatites rubanées claires du Sirac. L'observation de terrain permet de dire que la composition de ces roches ne peut pas résulter de phénomènes anatectiques. L'étude pétrographique n'a pas permis de voir la moindre trace de structure volcanique ; par contre, certains minéraux sont très certainement détritiques : zircons fortement roulés, débris de grenats. Il semble donc que ces roches ne sont pas dues à des phénomènes volcaniques acides, mais sont formées par des matériaux arrachés à un vieux massif de composition granitique.

Il est intéressant d'essayer d'identifier ce massif. Le plus logique est de le rechercher tout d'abord parmi les formations qui affleurent actuellement. Ce sont essentiellement les orthogneiss de Crupillouse, très largement développés dans le Sud du massif des Ecrins-Pelvoux, et les gneiss du vallon des Bans, qui leur sont pétrographiquement et chimiquement très semblables (A. PECHER, 1970). L'origine ortho de ces derniers n'est toutefois pas établie avec certitude.

L'identité chimique des migmatites rubanées avec les orthogneiss a été évoquée à plusieurs reprises. Sur le diagramme chimico-minéralogique, la convergence des deux ensembles vers un chimisme de granite très acide, alors que le domaine des compositions possibles de granites est particulièrement vaste, est un argument pour avancer que les migmatites rubanées claires peuvent être d'anciennes arkoses dérivant d'un vieux granite de type Crupillouse.

Le diagramme de Niggli (fig. 35, p. 55) tend à confirmer cette possibilité.

- les évolutions des paramètres "al" sont très proches, et si l'on ne tenait pas compte de l'analyse (PO 41) qui rompt la régularité de la croissance pour les orthogneiss, il y aurait même coïncidence parfaite ;
- "alc" augmente très régulièrement pour les orthogneiss ; avec ceux-ci les migmatites rubanées ne montrent pas de différences très grandes, malgré la forte mobilité potentielle de Na et K ;
- les paramètres "fm" des orthogneiss et des migmatites rubanées sont très proches les uns des autres ;
- "ca", par contre, est sensiblement plus faible pour les migmatites rubanées, mais ceci est peu significatif en raison de la mauvaise précision des analyses pour de faibles teneurs ;
- les décroissances de "ti" sont rigoureusement identiques pour les orthogneiss et les migmatites rubanées.

L'analyse du gneiss œillé clair SM 71 (petit carré), inclus dans les formations du Sirac s'intègre parfaitement dans la série des orthogneiss, à l'exception du paramètre "fm", légèrement plus fort. Si cette identité apparente reflète la réalité on pourrait considérer que l'affleurement correspondant peut être un témoin du socle granitique, substratum des formations du Sirac.

Il est bien évident que les conclusions qui précèdent, étant bâties sur un nombre d'analyses très limité, sont quelque peu hasardeuses. Elles ne doivent constituer qu'une hypothèse que, des travaux ultérieurs devront s'efforcer de confirmer ou de démentir.

C. - ETUDE DE QUELQUES ELEMENTS-TRACES

Les quelques observations rassemblées ici portent sur :

- 32 échantillons pour lesquels ont été dosés, au quantomètre du C.R.P.G. - Nancy (spectrométrie d'émission), les éléments suivants : Ba, Co, Cu, Cr, Ni, Sr et V. Les résultats concernant Ni et Cr sont inutilisables en raison d'une très importante pollution due au broyage ;

- 8 échantillons de gneiss œillés de Vallon Clos et 13 échantillons de méta-grauwackes du Sirac, pour lesquels ont été dosés Rb, Fe, Ti, Ca et K à l'Institut Dolomieu, par fluorescence X.

1 - Couple Rb/Sr (fig. 38, p. 60)

Ces deux éléments sont très nettement anticorréllés dans les orthogneiss de Vallon Clos. L'équation de la droite moyenne est $Sr = 255 - 1,12 Rb$. Pour les méta-grauwackes, par contre, on observe un nuage assez diffus et aucune corrélation ne peut être raisonnablement établie. Ceci est dû probablement au fait que ces roches sont en réalité des mélanges de types pétrographiques, où les relations entre Rb et Sr ne sont pas, à priori, identiques. Toutefois, on peut remarquer que les points se disposent approximativement de part et d'autre de la droite définie pour les orthogneiss.

2 - Couple Ca/Sr (fig. 38, p. 60)

Ca est exprimé en poids de cations pour 100 g de roche. Les points représentatifs des échantillons ayant fait l'objet de deux analyses pour deux méthodes différentes, sont reliés par un trait. Il convient déjà de remarquer que d'une façon générale, les teneurs en Sr (ppm) mesurées au C.R.P.G. sont très légèrement supérieures (de 0 à 8 %) à celles mesurées à l'Institut Dolomieu. Pour Ca, la différence, toujours dans le même sens, est nettement plus grande (jusqu'à 26 % en plus).

Malgré le petit nombre d'échantillons, il est possible pour les orthogneiss de mettre facilement en évidence une corrélation positive entre Ca et Sr :

$Sr \text{ (ppm)} = 375, Ca \% \text{ (droite en pointillés sur le diagramme).}$

Les migmatites rubanées claires, les mobilisats et le granite d'anatexie, ainsi que le gneiss œillé SM 71 se situent à proximité immédiate de cette droite. Les amphibolites (4 échantillons où Sr a été dosé) sont très largement dispersées dans un domaine où Ca et Sr ont des valeurs élevées. Le rapport $Sr/Ca = 60$ du point moyen est toutefois nettement plus faible que pour les orthogneiss. Quant aux méta-grauwackes, leur composition est tout à fait normale, étant donné leur origine. Le nuage de points est strictement limité, à gauche, par la droite de corrélation des orthogneiss, et montre un gonflement particulièrement net en direction du domaine des amphibolites.

3 - Couple K-Rb (fig. 38, p. 60)

Malgré une dispersion assez grande, il semble possible d'établir une corrélation positive entre ces deux éléments, légèrement différente selon le type de roches considéré. Pour les orthogneiss, on a $Rb \text{ (ppm)}/K \% = 45,5$. Pour les méta-grauwackes, ce rapport n'est que de 35. Si Rb avait été dosé pour les amphibolites, un rapport Rb/K vraisemblablement encore plus faible aurait pu probablement expliquer cette différence.

4 - Couple Ca - K (fig. 38, p. 60)

Pour les orthogneiss, la large variation de K est tout à fait indépendante de Ca, qui conserve une valeur très faible. Pour les amphibolites, c'est le contraire qui se produit : la valeur de K à peu près constante, n'influence aucunement Ca, qui varie de 3 à 6,5 (cette dernière valeur n'apparaissant pas sur le diagramme).

Il est donc tout à fait normal que les méta-grauwackes présentent une répartition totalement aléatoire, dans un domaine intermédiaire entre les orthogneiss et les amphibolites.

Les gneiss rubanés, les mobilisats et l'échantillon de gneiss œillé SM 71 tombent à peu près dans le domaine des orthogneiss, avec toutefois des valeurs de Ca légèrement plus fortes. Mais il faut rappeler que la méthode d'analyse utilisée pour ces roches donne des valeurs de Ca (et également de K) sensiblement plus fortes que la méthode qui a été employée pour la quasi totalité des orthogneiss.

5 - Variations des teneurs en vanadium (fig. 39, p. 61)

Elles sont comparées à celles de Fe_2O_3 et TiO_2 . La corrélation positive apparaît très nettement pour le couple $V - Fe_2O_3$, mais la droite moyenne de cet alignement de points ne passe pas par l'origine. Il est difficile d'imaginer que ces deux éléments ne soient liés entre eux qu'à partir d'une certaine valeur de Fe_2O_3 . Ici encore, il faut invoquer la dualité d'origine de nos roches (en négligeant l'influence péritique faible). La corrélation n'est que fallacieuse, car les points représentant les grauwackes ne font que se disposer entre les amphibolites et une roche granitique (Fe_2O_3 de l'ordre de 2,5 %, $V < 10$). Les petits points d'ordonnée $V = 10$ ppm correspondent à des orthogneiss, des migmatites rubanées et des mobilisats pour lesquels on ne peut donner qu'une limite supérieure à la teneur en V, celle-ci n'atteignant pas le seuil de sensibilité de l'appareil.

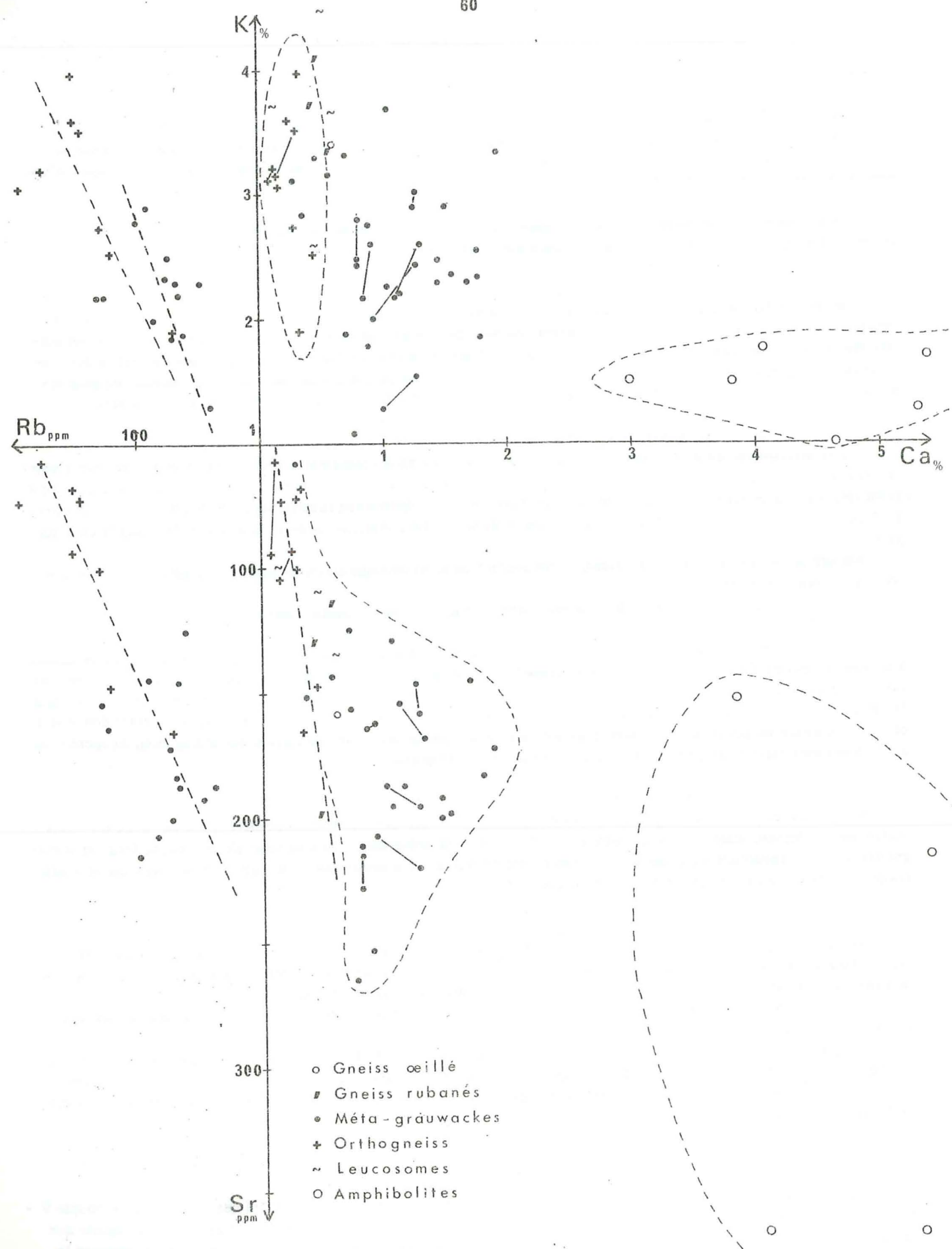


FIGURE 38 .Corrélations entre Ca, K, Rb, Sr.

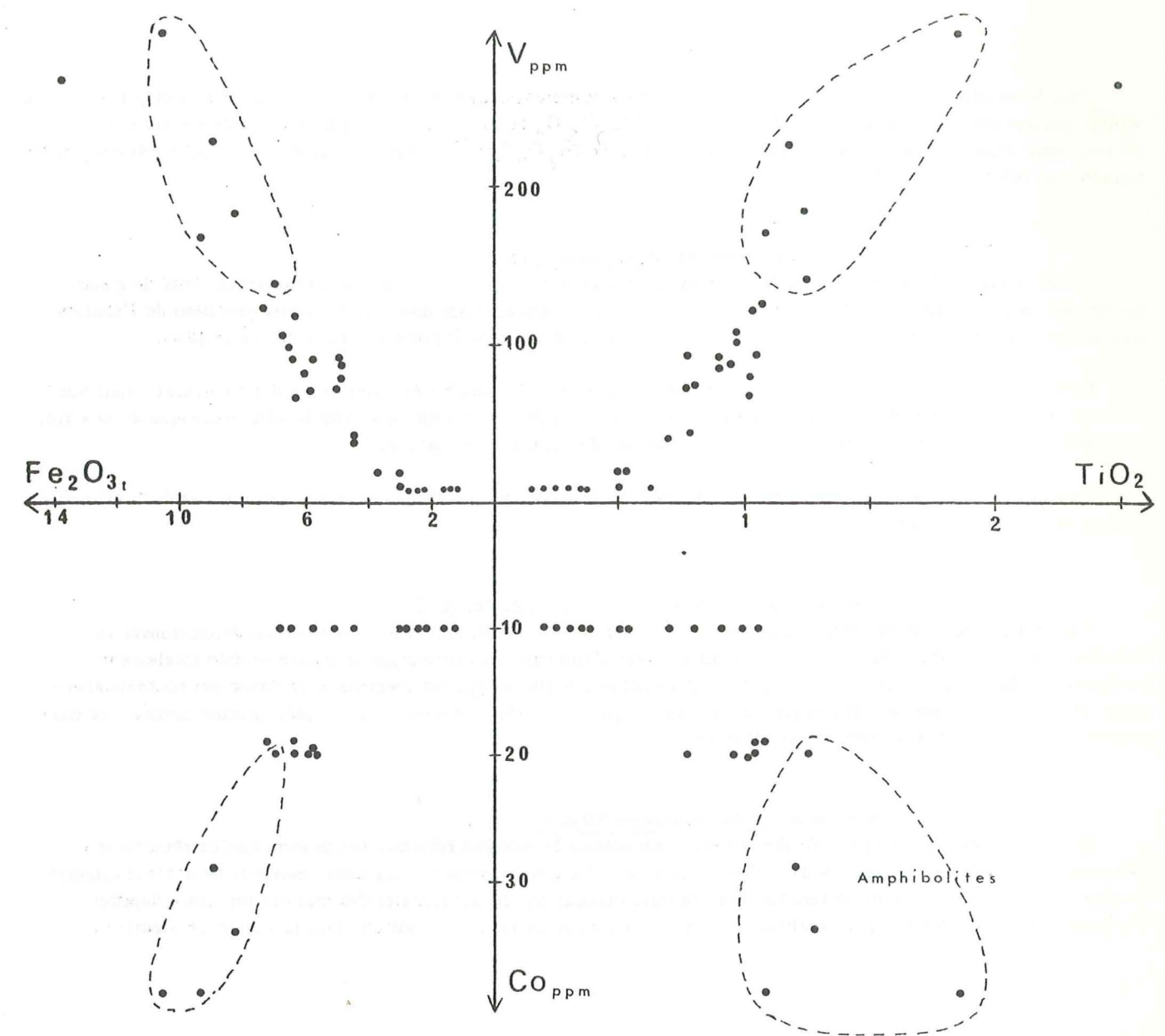
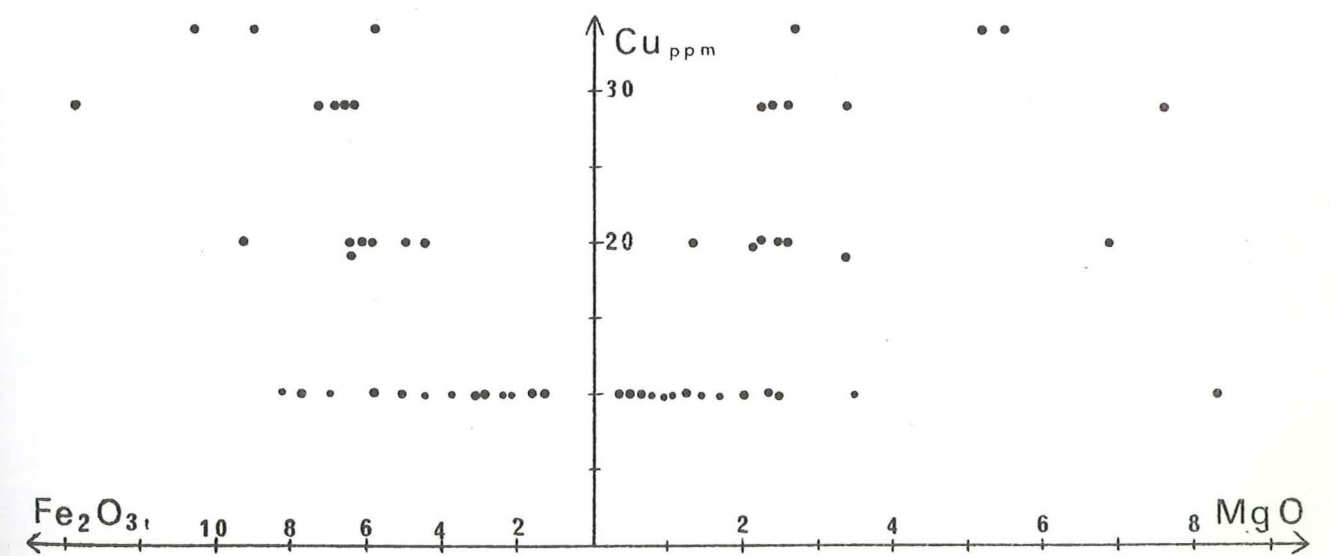
FIGURE 39 .Corrélations entre Fe_2O_3 , TiO_2 , V, Co.

FIGURE 40 Distribution aléatoire de Cu.

Pour le couple V - TiO_2 , on observe une disposition semblable, avec toutefois, une tendance à la dispersion. Il ne semble pas que ces deux éléments soient directement liés, Fe_2O_3 et TiO_2 étant logiquement corrélés entre eux, la (fausse) corrélation V - TiO_2 revient à une corrélation avec Fe_2O_3 "par procuration", avec une certaine infidélité introduite par cet intermédiaire.

6 - Variations des teneurs en cobalt (fig. 39, p. 61)

Les échantillons pour lesquels l'analyse indiquait une teneur en Co < 10 n'ont pas été reportés. Pour un grand nombre de roches, la valeur 10 déterminée n'est pas très significative, étant donné la mauvaise précision de l'analyse pour d'aussi faibles teneurs. Aucune étude sérieuse n'est possible sur le petit nombre d'échantillons restants.

Remarquons simplement que la corrélation positive avec Fe_2O_3 paraît très bonne, ce qui est habituel, mais que la droite moyenne, là encore, ne passerait pas par l'origine. On peut en déduire que pour le pôle granitique de la série, le rapport Co/ Fe_2O_3 est beaucoup plus faible que pour le pôle volcanique basique.

Pour le couple Co - TiO_2 , la disposition des points est beaucoup plus lâche, et il est clair que ces deux éléments ne sont pas directement liés.

7 - Variations des teneurs en cuivre (fig. 40, p. 61)

Elles ont été comparées, entre autres, à celles du fer et du magnésium, et il n'est pas possible de trouver la moindre relation, contrairement à ce qu'on était en droit d'attendre. La distribution du cuivre semble totalement indépendante du chimisme de la roche, à moins d'admettre que son dosage par spectrométrie donne des résultats aberrants. Il n'est pas impossible d'envisager que la majeure partie du cuivre provient d'une minéralisation tardive, ce qui expliquerait sa répartition apparemment aléatoire.

8 - Variations des teneurs en baryum

De nombreuses comparaisons ont été tentées, sans obtenir le moindre résultat. Les teneurs sont extrêmement variables, dans toutes les catégories de roches. Peut-être le baryum provient-il, lui aussi, partiellement d'une minéralisation diffuse, qui serait alors en relation avec la microfissuration. Il faut signaler dès maintenant (voir chapitre Tectonique) que d'importantes minéralisations alpines, à gangue de barytine, existent dans la Vallon de Surette.

QUATRIEME PARTIE

ETUDE DES PHENOMENES METAMORPHIQUES ET MIGMATITIQUES

A. - MISE EN EVIDENCE DES PRINCIPALES PHASES

B. - ETUDE CHIMIQUE ET CRISTALLOGRAPHIQUE DE QUELQUES MINERAUX

C. - ETUDE DES DIFFERENTES PHASES

Les formations du Sirac ont subi une série de transformations métamorphiques et migmatitiques complexes. La multiplicité de ces phénomènes rend leur étude particulièrement difficile. Il est en effet bien souvent impossible de déterminer avec certitude à quel épisode correspond telle ou telle paragenèse observée. Les renseignements tenus fournis par l'observation pétrographique et par l'étude de quelques minéraux, ne permettront de fournir qu'une interprétation partielle et entachée d'incertitude, de l'histoire métamorphique et migmatitique du Sirac.

A. - MISE EN EVIDENCE DES PRINCIPALES PHASES

Plusieurs éléments permettent d'avancer, avec quelques raisons, qu'il existe quatre épisodes métamorphiques, les deux premiers étant, seuls, accompagnés de migmatisation.

1 - La texture gneissique générale, conservée dans les zones où la migmatisation II y est absente ou peu marquée, est due à une première phase métamorphique, elle-même accompagnée d'une migmatisation. En effet, dans certaines roches, il n'y a pas seulement une foliation gneissique, mais aussi un rubanement migmatitique qui se traduit par une ségrégation, d'échelle le plus généralement millimétrique à centimétrique, entre minéraux sombres et lits quartzo-feldspathiques. Cette "première" migmatisation n'est pas généralisée, mais là où elle existe, elle est extrêmement régulière. L'épaisseur des lits quartzo-feldspathiques est toujours très constante sur d'assez grandes distances. Le mobilisat ne semble pas migrer très loin de son lieu d'origine. Il ne se rassemble jamais pour former des masses importantes.*

Cette phase s'accompagne d'un plissement isoclinal que quelques rares charnières m'ont permis de déceler. La foliation est alors plissée parallèlement à elle-même, de façon extrêmement serrée. Ceci nécessite d'une part de fortes pressions orientées, et d'autre part, une plasticité importante qui tend effectivement à prouver que ce plissement doit être intimement lié à la migmatisation.

2 - Une nouvelle phase de plissement affecte ces formations (voir plus loin l'étude structurale). Les nouvelles structures créées sont très souvent estompées ou recoupées par les produits d'une seconde phase de migmatisation (photo 11, p. 66), dont les effets sont notablement différents de ceux de la première. Alors que celle-ci ne donnait naissance qu'à des stromatolites, comme termes les plus migmatisés, les nouveaux faciès sont très variés. Cette fois, le mobilisat produit reste rarement en son lieu d'origine. Il a tendance à migrer, pour se rassembler en masses parfois importantes, aux contours anastomosés, nettement sécants sur toutes les structures antérieures. Il en résulte des roches d'aspect très hétérogène. Là où la migmatisation est importante, principalement dans les roches les moins biotitiques, le paléosoma, en faible quantité, est parfois complètement digéré par le mobilisat. La foliation ou le rubanement anciens s'estompent (photo 10, p. 66). On a alors une texture nébulitique, et parfois même un véritable granite d'anatexie. Dans l'ensemble, cette migmatisation est de plus en plus importante lorsqu'on va vers le Nord Est. Dans la partie nord du Vallon de la Selle, il y a passage progressif aux anatexites de Béassac (A. PECHER, 1970).

3 - Un troisième épisode métamorphique a pu être défini dans la boutonnière de Dourmillouse, qui comprend :

- une formation migmatisée (amphibolites) reconnue en un seul endroit ;
- une série détritique importante, peu métamorphique et non migmatisée, tout à fait analogue à celle décrite dans le Combeynot, considérée comme dévono-dinantienne, et affectée par le métamorphisme hercynien (J.CI. LACOMBE, 1970).

Une chose est certaine : l'ensemble détritique est postérieur à la migmatisation des amphibolites, sinon il serait, lui aussi, migmatisé. Mais, sur un affleurement aussi limité, rien ne permet de dire, en toute rigueur, si cette migmatisation est contemporaine de la première ou de la deuxième phase.

* - C'est à la première phase métamorphique et migmatitique que semble due la formation des gneiss ocellaires. Dans une roche de type gneiss à biotite, la migmatisation tout à fait débutante provoque une mobilisation partielle et la blastèse du plagioclase. Les ocelles ne correspondent donc qu'à un simple rassemblement de matériel précédemment épars. Lors de leur croissance, les plagioclases repoussent les micas ; assez rarement, ils peuvent en garder quelques inclusions. Il y a apparition de la structure cloisonnée, tandis que la texture primitivement bien orientée de la roche s'estompe. C'est dans les roches dont la composition globale permet, dans les mêmes conditions, une mobilisation plus poussée qu'apparaît le rubanement, par la jonction des ocelles feldspathiques et leur rassemblement selon certains niveaux.

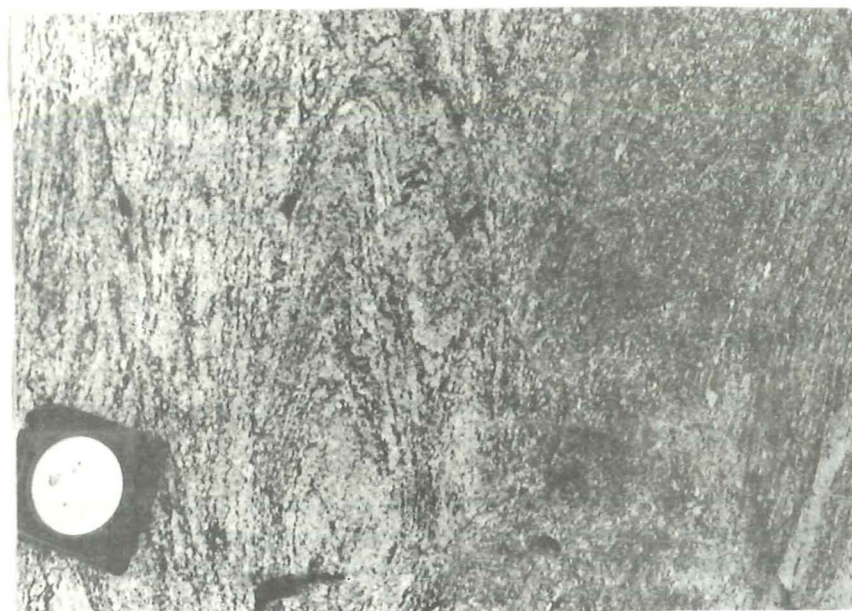


Photo 10 . A droite : gneiss ocellaires à foliation régulière ; à gauche , zone assez fortement affectée par la migmatisation principale (Triéou de la Boucheyère).



Photo 11 . Rubanement de phase 1 recoupé par le mobilisé de deuxième génération .

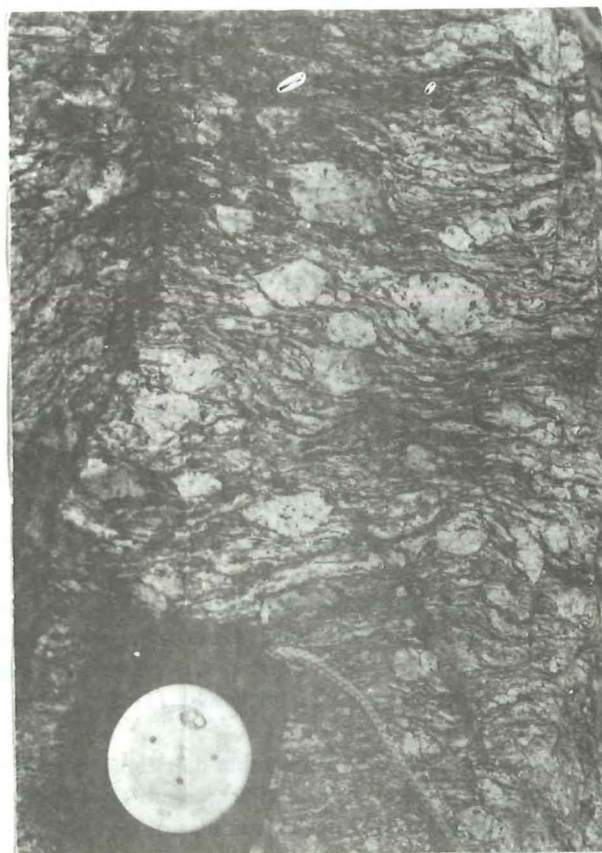


Photo 12 . Gneiss oeillé (Glacier de la Pierre).

Si l'on envisage que les amphibolites sont migmatisées lors de la phase I, on peut penser que le métamorphisme des gneiss détritiques est de phase II. Or, il est difficile de concevoir que le faible métamorphisme affectant l'ensemble déritique de Dourmillouse puisse être "l'équivalent chronologique" de la forte migmatisation (la deuxième) visible dans l'ensemble du Sirac (7 km plus à l'Ouest) et dans le vallon du Fournel (4 km plus au Nord).

Si la migmatisation des amphibolites de Dourmillouse est de phase II, le métamorphisme des gneiss détritiques plus jeune est nécessairement lié à une nouvelle phase.

Dans les deux hypothèses, on est amené à faire du métamorphisme de ces gneiss un troisième épisode. En tous cas, ce métamorphisme semble anté-alpin ; la foliation qui lui est liée (de l'ordre de N 115° 35' N) ne correspond nullement à la schistosité, obligatoirement alpine, des formations nummulitiques qui surmontent cet ensemble (de l'ordre de N 170° 65' E).

Par analogie avec le Combeynot, je présume que ce métamorphisme est hercynien.

4 - En dernier lieu, il est logique de penser que le métamorphisme alpin, décelé, entre autres, dans les grès nummulitiques sus-jacents (MARTINI et VUAGNAT, 1965, p. 287), a affecté également le socle cristallin

B. - ETUDE CHIMIQUE ET CRISTALLOGRAPHIQUE DE QUELQUES MINERAUX

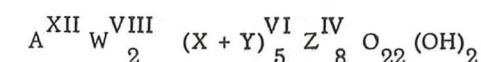
1 - Amphiboles

Deux amphiboles ont été analysées. L'une, SL 63 provient d'une amphibolite prélevée dans le vallon de la Selle, et montrant des traces importantes de la migmatisation II ; elle peut donc nous fournir des indications sur les conditions de cet épisode migmatitique. L'autre, VT 71, provient de l'affleurement de Dourmillouse. Compte tenu du très faible volume des niveaux amphiboliques dans l'ensemble du Sirac (moins de 5 % des roches), l'occurrence précisément d'amphibolite dans le petit affleurement de Dourmillouse rattache plus vraisemblablement celui-ci au puissant ensemble basique Lavey-Ailefroide-col du Sellar, qui n'a été affecté que par la dernière migmatisation (P. LE FORT et A. PECHER, 1971). Il est donc plausible de rattacher aussi l'amphibole VT 71 à l'épisode II.

Les résultats sont les suivants :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	total
SL 63	47,75	8,85	7,00	4,05	14,35	14,95	0,40	1,00	0,55	0,05	0,20	0,95	0,10	100,00
VT 71	42,40	13,75	7,95	7,85	11,30	12,00	1,10	0,65	1,65	tr.	0,15	1,05	0,10	99,95

En partant de la formule générale d'une amphibole



on peut calculer, sur la base de 23 oxygènes, la formule structurale des deux amphiboles analysées. On obtient :

	SL 63	VT 71
Z {	Si 6,82	6,16
	Al 1,18	1,84
Y {	Al ³⁺ 0,28	0,51
	Fe ³⁺ 0,76	0,87
	Ti 0,06	0,18
	X + Y = 4,70	X + Y = 4,99
X {	Fe ²⁺ 0,49	0,95
	Mn 0,03	0,02
	Mg 3,08	2,46
W + A {	Ca 2,28	1,86
	Na 0,11	0,31
	K 0,18	0,12

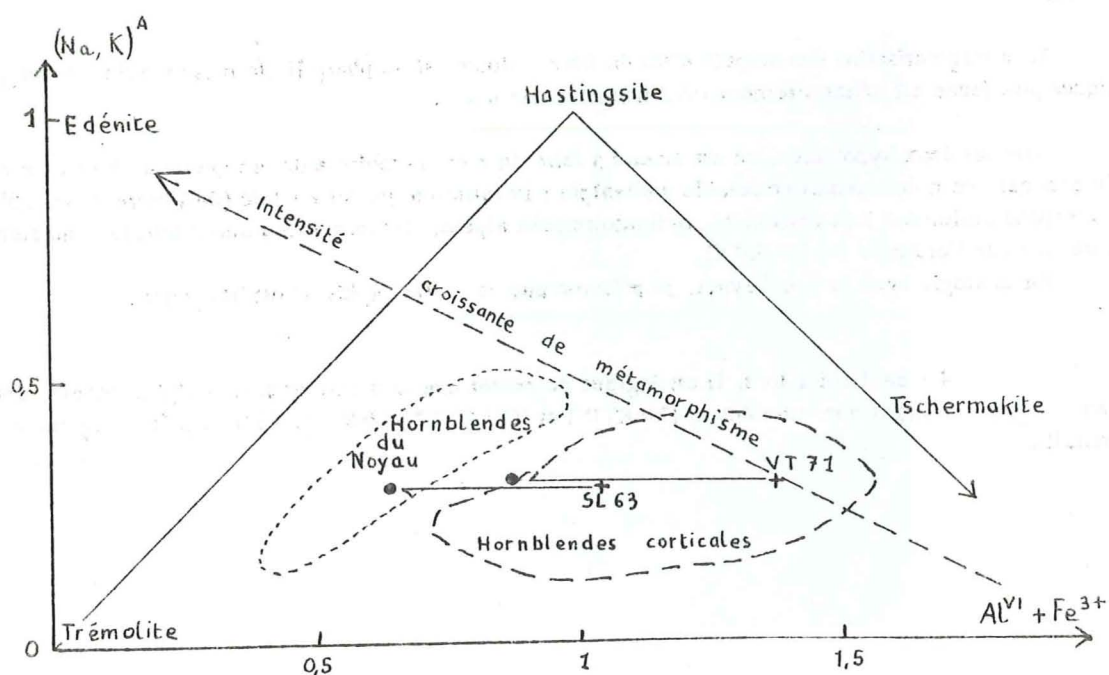


Figure 41 - Diagramme de Boyd (1959) pour les hornblendes du Sirac.

+ positions sans correction
 • positions en tenant compte d'une oxydation accidentelle de Fe^{2+} (explications dans le texte).

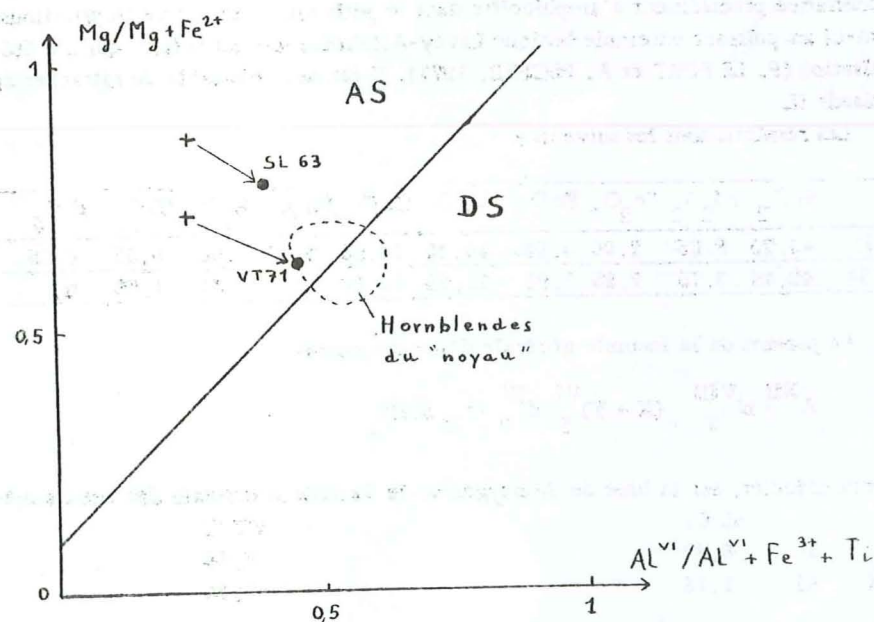


Figure 42 - Types de métamorphismes des amphiboles (Fabries 1966)
 A.S. : andalousite-sillimanite. D.S. : diasthène-sillimanite
 (mêmes figures que pour la figure précédente)

Il est pratique d'exprimer la composition molaire de ces amphiboles calciques en fonction des principaux termes caractérisés chacun par une substitution isomorphique à partir de la formule de la trémolite (FABRIES, 1963).

Ces termes sont :

trémolite	Ca_2	Fm_5	Si_8	$O_{22}(OH)_2$
titano-amphibole	Ca_2	$Fm.Ti_4$	Al_8	$O_{22}(OH)_2$
richtérite	Na	$Na.Ca$	Fm_5	$Si_8.Si_7$
édénite	Na	Ca_2	Fm_5	$Al.Si_7$
tschermackite	Ca_2	$Fm_3.Al_2$	$Al_2.Si_6$	$O_{22}(OH)_2$

Les termes qui n'interviennent pas dans la composition molaire de mes amphiboles ne sont pas indiqués ici. Pour permettre le calcul, le site X, incomplet pour SL 63, a été complété par le Ca en excès dans W.

Les compositions molaires sont les suivantes (total sur Z = 8) :

SL 63	ti-amph.	richtérite	édénite	tschermackite	trémolite
SL 63	0,12	0 - 0	2,32	4,16	1,40
VT 71	0,36	1,12	1,20	5,32	0

FABRIES (1963) a observé que d'une façon générale, pour un métamorphisme de degré faible à moyen, les amphiboles étaient riches en tschermackite, et, pour une plus faible part, en richtérite ; pour un métamorphisme de degré élevé (faciès à sillimanite) ces termes perdent de l'importance au profit de l'édénite.

Si les observations de FABRIES, tempérées, malgré tout, par les conditions imposées par le chimisme global de la roche, peuvent s'appliquer aux deux amphiboles étudiées, l'amphibole VT 71 de Dourmillouse semble avoir cristallisé lors d'un métamorphisme moins intense que celui responsable de l'amphibole SL 63 du Sirac.

Dans les autres amphiboles du "noyau" (P. LE FORT, 1971, p. 184), on remarque que les mêmes termes apparaissent. Les pôles calco-édénite et glaucophane sont inexistantes, et la quantité de cummingtonite est insignifiante. La valeur moyenne du terme édénite (= 1,4) est plus faible que pour l'amphibole du Sirac, et légèrement plus forte que pour celle de Dourmillouse.

Le diagramme de Boyd (1959) devrait permettre de préciser l'intensité du métamorphisme subi (fig. 41). En abscisse apparaissent les nombres d'ions Al et Fe^{3+} en position hexacoordonnée ; d'après FABRIES, ce nombre diminue quand le métamorphisme augmente. En ordonnée, on porte la quantité de Na et K occupant le site "A" ; elle augmente avec l'intensité du métamorphisme. Les domaines des hornblendes corticales et des hornblendes du noyau, définis par P. LE FORT, ont été reportés à titre de comparaison.

La position, dans le domaine des hornblendes corticales, de l'amphibole SL 63, dont l'appartenance à une formation du noyau, est certaine, est assez surprenante. Par contre, aucun argument ne permet d'affirmer que la position de VT 71, appartenant à une formation mal définie, soit aberrante.

On remarque dans les analyses la proportion anormalement élevée pour une amphibole de Fe^{3+} par rapport au Fe^{2+} ; ce qui explique la position apparemment anormale des deux points. L'erreur de l'analyse, effectivement peu précise dans ce domaine (erreur relative sur le dosage de Fe O pouvant atteindre 10 % ; Mme USELLE, communication orale) ne saurait, malgré tout, atteindre de telles proportions. Mais on peut envisager une oxydation accidentelle du fer, lors du broyage préalable.

Afin dévaluer cette oxydation, on peut poser comme postulat que le point représentatif de l'amphibole SL 63 du Sirac doit appartenir au domaine des hornblendes du noyau, puisque le chimisme des roches-mères est peu différent et que le Sirac fait partie du noyau. La valeur "alcalins dans A" étant proche de celle du centre de ce domaine, il suffit d'une translation de 0,38 vers la gauche pour amener SL 63 dans celui-ci. Il faudrait donc réduire de 0,38 la valeur de Fe^{3+} calculée précédemment, et augmenter d'autant celle de Fe^{2+} . Ce qui donne :

$$Fe^{3+} = 0,38 \quad Fe^{2+} = 0,87$$

L'oxydation aurait donc affecté 44 % du Fe^{2+} .

Quant à l'amphibole VT 71, on dispose d'une analyse chimique de la roche d'où elle provient. De plus, dans cette roche, l'amphibole est pratiquement le seul minéral ferro-magnésien (quelques % seulement de biotite). On peut donc considérer, avec une assez bonne approximation, que le rapport Fe^{3+} / Fe^{2+} de l'amphibole doit être très proche de celui de la roche totale. Les teneurs de celle-ci sont :

$$Fe_2O_3 = 1,94 \% \quad FeO = 6,40 \%, \text{ donc, en milliatomes :}$$

$$Fe^{3+} = 24,3 \quad Fe^{2+} = 88,8$$

Fe³⁺ ne représente donc que 21,5 % du fer total dans la roche totale, et, compte tenu de l'approximation évoquée plus haut, on considérera que, pour la formule structurale de l'amphibole VT 71, les valeurs sont celles calculées :

$$\text{Fe}^{3+} = 0,39 \quad \text{Fe}^{2+} = 1,43$$

J'ai signalé plus haut (étude chimique) que le broyage aux anneaux des roches totales provoquait également une oxydation du fer. La valeur de Fe₂O₃ de la roche totale VT 71 peut donc être inférieure à 1,94 % ; en conséquence, la valeur de Fe³⁺ calculée pour l'amphibole devra être considérée comme une limite supérieure.

Les translations impliquées par ces corrections sont indiquées (flèches) sur le diagramme de Boyd.

Sans les réserves qu'impose l'incertitude sur les proportions réelles entre Fe²⁺ et Fe³⁺, une certaine indication sur le type de métamorphisme aurait pu être obtenue en considérant les rapports $m = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ et $a = \text{Al}^{\text{VI}}/(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$ (FABRIES, 1966). Sur la figure 42, la droite $m = a + 0,1$ sépare deux domaines : celui du métamorphisme de type andalousite - sillimanite (A.S.), et celui du métamorphisme de type disthène-sillimanite (D.S.). Si l'on ne tient pas compte de l'oxydation probable de Fe²⁺, les deux amphiboles se situent très nettement dans le domaine du métamorphisme de basse pression (AS). En tenant compte de la modification exposée plus haut, SL 63 reste encore nettement dans le même domaine, alors que VT 71 rejoint presque le groupement des autres hornblendes du noyau (métamorphisme intermédiaire entre A.S. et D.S.).

Pour VT 71, la valeur de Fe³⁺ étant une limite supérieure, il est vraisemblable que la position réelle du point représentatif soit plus nettement dans le domaine A.S.

Quant à SL 63, le point franchirait la limite entre les deux domaines pour les valeurs Fe³⁺ = 0,10 et Fe²⁺ = 1,15. La valeur limite de Fe³⁺ est très faible et presque certainement en dessous de la réalité.

Aussi, bien que ces résultats soient entachés d'une certaine incertitude, on peut dire qu'il est fort probable que le métamorphisme principal soit de type andalousite-sillimanite (haute température et pression intermédiaire).

2 - Biotites

Les deux biotites analysées proviennent de roches très biotitiques du Triéou de la Bouchéryère, peu ou pas affectées par la seconde mobilisation.

L'échantillon SN 64 est extrait d'un gneiss ocellaire typique ; en lame mince, il ne montre pas la moindre trace de chloritisation ; les inclusions, à l'exception de quelques zircons, sont inexistantes. La biotite SM 61 est celle d'un gneiss à ilite chimiquement proche du gneiss ocellaire SN 64 ; en lame mince, elle apparaît extrêmement fraîche, sans inclusion ; de rares individus montrent un début de chloritisation.

La composition de ces biotites sont les suivantes :

SN 64	SiO ₂	34,30	SM 61	SiO ₂	33,85
	Al ₂ O ₃	18,35		Al ₂ O ₃	18,95
	Fe ₂ O ₃	9,15		Fe ₂ O ₃	7,30
	FeO	11,35		FeO	14,85
	MgO	9,75		MgO	9,25
	CaO	1,60		CaO	1,35
	Na ₂ O	0,25		Na ₂ O	0,30
	K ₂ O	7,75		K ₂ O	6,90
	TiO ₂	2,15		TiO ₂	2,70
	P ₂ O ₅	0,05		P ₂ O ₅	0,10
	MnO	0,25		MnO	0,25
	H ₂ O ⁺	3,80		H ₂ O ⁺	3,40
	H ₂ O ⁻	0,35		H ₂ O ⁻	0,20
	total	99,10		total	99,40

La faible quantité de P₂O₅ indique la présence d'un peu d'apatite en fines inclusions dans ces biotites. Avant tout calcul, elle sera ôlée, avec la quantité de CaO correspondante.

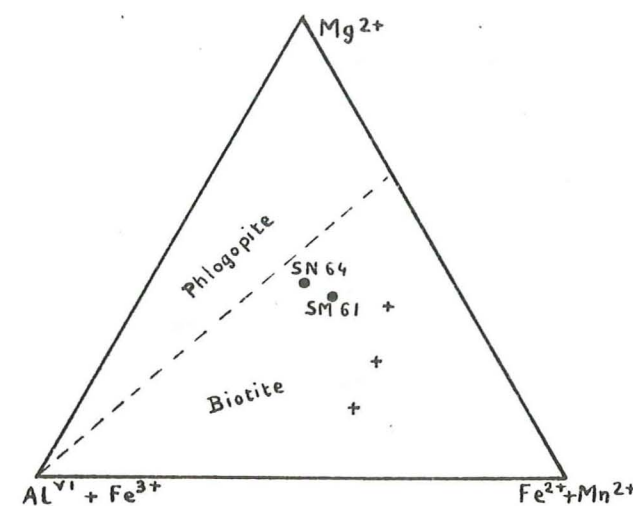


Figure 43 - Triangle Fe²⁺+Mn/Al^{VI}+Fe³⁺/Mg pour les biotites du Sirac (Forster 1960)

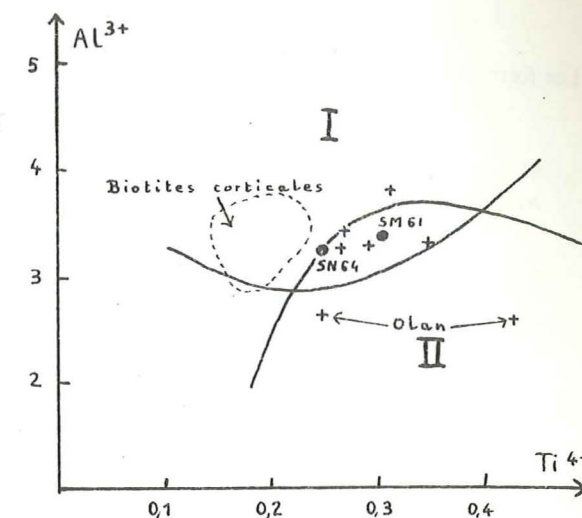


Figure 44 - Diagramme de Guitard (1963)

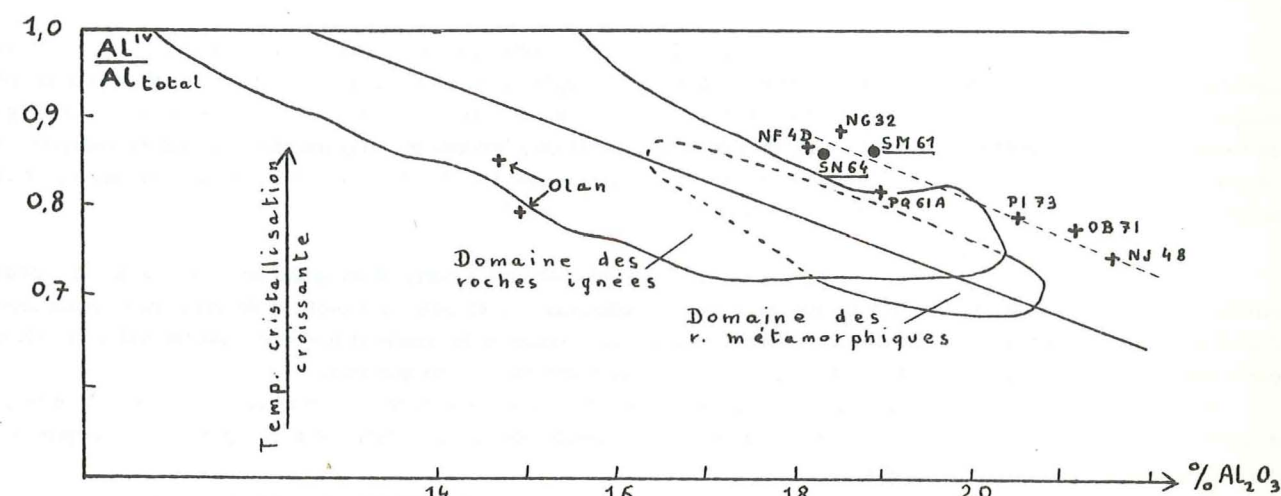


Figure 45 - Diagramme de l'aluminium (Gagny, 1968)

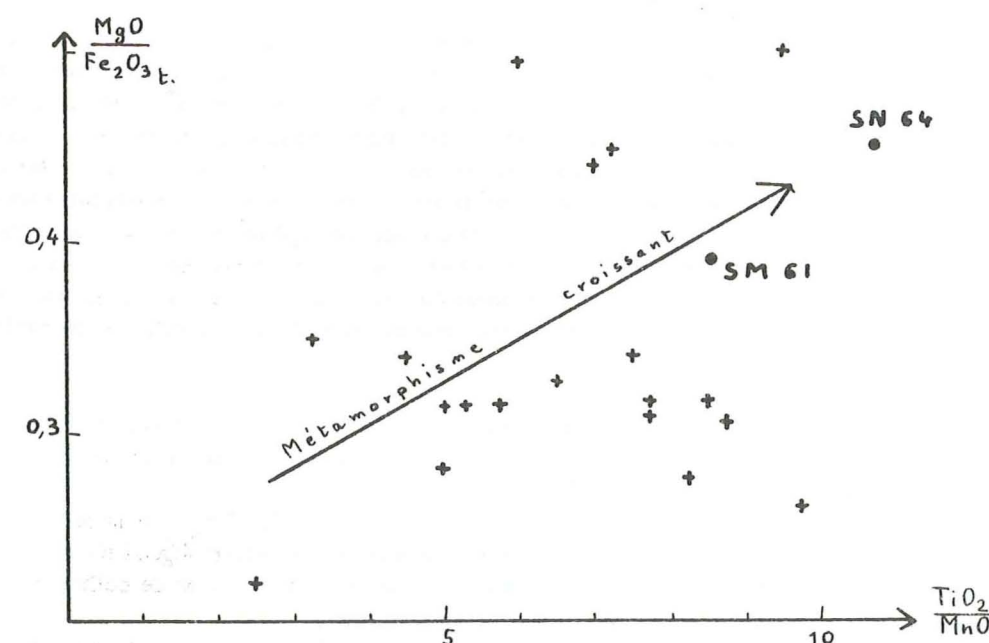


Figure 46
Variations de
Mg, Fe, Ti, Mn.

Les formules structurales, calculées sur la base de 22 oxygènes (SEIFERT, 1966) sont alors :

	SN 64		SM 61	
Z	Si 5,17 Al 2,83	8	5,09 2,91	8
Y	Al 0,43 Fe ³⁺ 1,04 Ti 0,24	5,37	0,45 0,82 0,31	5,57
X	Fe ²⁺ 1,43 Mn 0,04 Mg 2,19		1,87 0,04 2,08	
W	Ca 0,23 Na 0,07 K 1,49	1,79	0,17 0,09 1,32	1,58

Les deux échantillons, très semblables, sont proches de véritables biotites. Dans SN 64, le site vacant W est occupé à 90 % ; dans SM 61, il l'est à 80 %, chiffre à rapprocher de la constatation faite en lame mince d'un début de chloritisation.

Le triangle Mg/Fe²⁺ + Mn (Al^{VI} + Fe³⁺) (fig. 43, p. 71) montre que ces biotites sont fortement magnésiennes, assez proche du terme phlogopite. Trois biotites (croix sur le diagramme) de P. LE FORT ont été reportées sur le même diagramme ; elles appartiennent malheureusement à des ensembles de natures assez différentes de celle du Sirac (gneiss de Crupillouse, et amphibolite œillée de l'Olan) et la comparaison n'est pas très significative. D'autres analyses, pourtant nombreuses, de biotites du noyau, auxquelles auraient pu être comparées utilement celles du Sirac, ne peuvent être utilisées ici, l'analyse au quantomètre ne distinguant pas Fe²⁺ et Fe³⁺.

Sur un diagramme Al/Ti (fig. 44, p. 71) GUITARD (1963) définit à partir d'un grand nombre d'analyses, deux domaines : celui des biotites de micaschistes et gneiss mésozonaux (I), et celui des biotites de granites et granodiorites (II). Ces deux domaines ont une partie commune assez réduite, dans laquelle se trouvent les deux biotites SM 61 et SN 64 ; cette dernière est cependant tout à fait à la limite du domaine des biotites et granites.

Si la totalité des biotites est d'origine métamorphique, on a une indication de métamorphisme fort. En effet, d'après GUITARD, quand le métamorphisme augmente, les biotites des gneiss voient leur composition se rapprocher assez nettement de celle des biotites de granite.

A titre de comparaison, le diagramme fait apparaître le domaine des biotites corticales et plusieurs biotites du noyau (analyses in P. LE FORT, 1971). Celles-ci, assez proches des biotites du Sirac, tombent également dans la zone commune aux deux domaines, à l'exception des biotites des gneiss amphiboliques de l'Olan, nettement dans le domaine des biotites de roches ignées.

Le diagramme de l'aluminium (GAGNY, 1968) fournit une indication intéressante sur le métamorphisme (fig. 45, p. 71). Dans les biotites des roches ignées et métamorphiques, le rapport Al^{IV}/Al total diminue quand la teneur en Al₂O₃ augmente ; les points représentatifs de ces biotites se situent non loin de la droite moyenne tracée sur la figure.

Le domaine des biotites de roches métamorphiques indiqué par GAGNY semble beaucoup trop restreint, puisque, non seulement les deux biotites du Sirac, mais d'autres du noyau (choisies parmi les moins chloritisées de celles de P. LE FORT, donc ayant un site W le plus complet possible) tombent hors de ses limites. Les points représentatifs sont remarquablement alignés selon une droite parallèle à celle de GAGNY, et d'ordonnée supérieure. Or, pour une teneur en Al₂O₃ déterminée, la valeur du rapport Al^{IV}/Al total est d'autant plus forte que la température de cristallisation est plus élevée (GAGNY, 1968). Cette disposition de l'ensemble des biotites du noyau, dans lequel s'intègrent parfaitement celles du Sirac, serait le signe d'un métamorphisme de haute température (type de métamorphisme probablement absent dans les biotites représentées par GAGNY).

Pour essayer de situer les biotites du Sirac par rapport aux autres biotites du noyau, en ce qui concerne cette fois, l'intensité du métamorphisme, on peut utiliser certaines variations du chimisme considérées par de nombreux auteurs comme significatives :

- pour WINKLER (1965), quand T augmente, Al + Ti_{0,5} se substituent à Si + (Mg, Fe)_{0,5} et la teneur en titane croît. L'élévation du degré de métamorphisme fait aussi augmenter le rapport MgO/FeO ;
- pour DEER et al. (1965) une diminution de la teneur en Mn et Fe, et une augmentation de celles en Ti et Mg sont en relation avec une élévation de l'intensité du métamorphisme ;
- A. et C. ENGEL (1960), en étudiant la série gneissique des monts Adirondack, ont constaté, à méta-

morphisme croissant, une augmentation des teneurs en Ti O₂ et Mg O, ainsi qu'une diminution de Mn O et des rapports Fe₂O₃/Fe O et Fe O/Mg O ;

J'utiliserai (fig. 46, p. 71) les rapports Mg O/Fe₂O₃ total et Ti O₂/Mn O qui doivent tous deux augmenter avec le métamorphisme. On voit que les formations du Sirac semblent avoir subi un métamorphisme plus intense que le reste du "noyau". Cette conclusion doit toutefois être considérée avec réserve, les chimismes des roches-mères n'étant pas identiques (mais cependant assez proches). Les biotites des gneiss de Crupillouse et des gneiss amphiboliques de l'Olan n'ont pas été reportés sur le diagramme.

Discussion

Dans ce qui précède, il n'a été question que d'un "métamorphisme dont l'identité n'est pas précisée. Or, on a vu qu'il en existait deux d'intensité forte, puisqu'accompagnés éventuellement de phénomènes migmatitiques.

L'étude pétrographique des deux roches SN 64 et SM 61 n'a permis de voir qu'une génération de biotite (celle qui détermine la foliation I). Soit cette biotite est héritée, soit elle est apparue lors de la première phase métamorphique (qui donne la foliation générale). Ceci ne permet pas, pour autant de conclure que les renseignements donnés par la composition actuelle des biotites s'appliquent à cette première phase métamorphique. En effet, on a vu qu'il existait dans certaines roches, peu différentes de celles dont il est question ici, une deuxième génération de biotite, indépendante de la foliation, donc postérieure à la première phase métamorphique, et due, par conséquent, à la deuxième phase. Si un épisode métamorphique est capable de faire apparaître de nouvelles biotites, il est vraisemblable qu'il est capable de faire recristalliser celles qui existaient déjà. La structure, et donc en partie, le chimisme de ces biotites, s'adaptent ainsi aux nouvelles conditions, sans que les cristaux changent, ni de forme, ni de disposition.

Dans ce cas, les résultats précédents semblent pouvoir s'appliquer, avec prudence, aux conditions de la deuxième phase de métamorphisme.

3 - Feldspaths potassiques

Le feldspath potassique apparaît dans les formations du Sirac avec une importance variable (de 0 à 34 %). Dans certains faciès, il peut former des yeux, atteignant 3 ou 4 cm de long. C'est le cas pour les deux échantillons SK 73 (provenant d'une anatexite) et SM 425 (d'un gneiss œillé à biotite) ; voici les analyses :

	SK 73	SM 425
Si O ₂	65,10	62,45
Al ₂ O ₃	17,60	17,60
Fe ₂ O ₃	0,40	0,85
Fe O	0,75, 75	0,55
Mg O	0,45	0,20
Ca O	2,70	3,15
Na ₂ O	3,30	2,00
K ₂ O	8,75	12,40
Ti O ₂	0,10	0,10
P ₂ O ₅	0,10	0,10
Mn O	---	---
H ₂ O ⁺	0,30	1,15
H ₂ O ⁻	0,10	0,05
total	99,65	100,60

Les compositions normatives (% poids) ont été calculées sur Ca O et Na₂O et K₂O (correction faite sur Ca O en formant de l'apatite ; les autres minéraux en inclusions ne contiennent ni Ca, ni Na, ni K) :

SK 73	orthose = 56,0 % ; albite = 30,2 % ; anorthite = 13,8 %
SM 425	orthose = 69,6 % ; albite = 16,2 % ; anorthite = 14,2 %

On voit donc que les plagioclases contenus en inclusions dans le feldspath potassique, supposé pur, sont relativement basiques (respectivement An 31 et An 47) ; ils reflètent les quantités anormalement élevées de Ca O données par les analyses.

Sept feldspaths potassiques, provenant de gneiss œillés ont été étudiés aux rayons X.

On sait que la raie 131, unique dans le cas de la forme monoclinique, peut se dédoubler en raies 131 et 131', d'autant plus distinctes l'une de l'autre que la triclinité est plus forte. "L'indice de triclinité" est défini par la valeur $\Delta = \frac{10^4}{8} (d_{131} - d_{131'})$ qui varie de 0 à 100.

Les feldspaths étudiés sont très proches du microcline maximum ($\Delta = 100$).

échantillons n°	roche-mère		Δ
PL 84	orthogneiss de Vallon Clos	phase I	95
SM 425	gneiss œillé biotitique		90
SM 65	" "		90
SN 3377	" "		94
SN 51	" "		93
SP 31	mobilisat	phase II	91
SK 73	anatexite œillée SK 72		80

Quatre de ces yeux semblent avoir cristallisé lors de la première phase métamorphique, les gneiss œillés qui les contiennent étant associés à des formations où seuls les effets de cette phase sont visibles. Deux autres apparaissant dans des migmatites II, sont manifestement dus à la migmatisation principale ; d'ailleurs ils ne sont pas en forme d'amandes, comme dans les gneiss œillés, mais parfaitement automorphes. Malgré des origines différentes, ces feldspaths ont des triclinités très voisines.

Alors que la forme monoclinique du feldspath potassique existe dans beaucoup de roches du noyau avec le microcline (P. LE FORT, 1971), il n'y a pas ici la moindre trace d'orthose, sans doute parce qu'on ne s'est intéressé qu'aux yeux, et non aux feldspaths potassiques de l'ensemble de la roche. Les valeurs élevées de triclinité semblent indiquer une température peu élevée de formation de ces porphyroblastes (R.V. DIETRICH, 1962).

Alors que dans les gneiss de Crupillouse, le feldspath potassique est de l'orthose (avec un peu de microcline), il n'y a que du microcline ($\Delta = 95$) dans les gneiss de Vallon Clos, qui leur sont identiques. L'écrasement intense que ceux-ci ont subi peut être seul responsable de cette triclinité (P. BORDET, L. CHAURIS, 1965).

4 - Cristallinités des micas

a) - Principe de la méthode

La "cristallinité" d'un mica, c'est le degré d'ordre de son réseau (G. DUNOYER et D. HICKEL, 1972). Divers auteurs (KUBLER, 1966 et 1968, ESQUEVIN, 1969 et DUNOYER, 1969) ont pu montrer que la cristallinité des illites et des micas s'améliore progressivement au cours des recrystallisations de la diagenèse ainsi que du début du métamorphisme, en même temps que s'effectuent les transformations polymorphiques du type IMd vers la forme 2M, plus stable.

Sur un diagramme de rayons X, le degré de cristallinité d'un mica se manifeste par la finesse plus ou moins grande de ses pics de diffraction. On définit "l'indice de cristallinité" C par la largeur, en millimètres, du pic 001, voisin de 10 Å, à mi-hauteur au-dessus du bruit de fond, pour des conditions d'expériences déterminées. Cet indice sera d'autant plus faible que la cristallinité est plus parfaite. Il est donc directement en rapport avec l'intensité des recrystallisations subies.

Aussi, la détermination aux rayons X des cristallinités de micas permet-elle une évaluation du degré de métamorphisme. Toutefois la méthode n'est sensible que dans la zone de passage diagenèse-métamorphique (zone anchizone* et de métamorphisme faible ; en effet, au-delà d'un certain seuil, atteint dès l'épizone, la cristallinité n'augmente plus sensiblement.

La cristallinité dépend également de la composition du mica ; ainsi la cristallinité d'une biotite est inférieure (indice plus grand) à celle d'une muscovite apparue dans les mêmes conditions thermodynamiques. ESQUEVIN (1969) a proposé de tenir compte du chimisme en choisissant un paramètre cristallochimique : le rapport des intensités des pics à 5 et 10 Å I_{002}/I_{001} , qui varie dans le même sens que le rapport Al/Fe + Mg. On construit un diagramme où chaque point représente un mica, caractérisé par son rapport I_{002}/I_{001} et son indice de cristallinité. La disposition du nuage de points obtenu (fig. 47a, p. 75) est en rapport avec la transformation métamorphique subie.

* - KUBLER (1966) définit comme limite supérieure de l'anchizone la limite d'existence des hydrocarbures liquides (ou, dans le faciès alumineux, la limite entre dickite et pyrophyllite), et, comme limite inférieure, l'apparition des associations minérales de type greenschists ou micaschistes supérieurs.

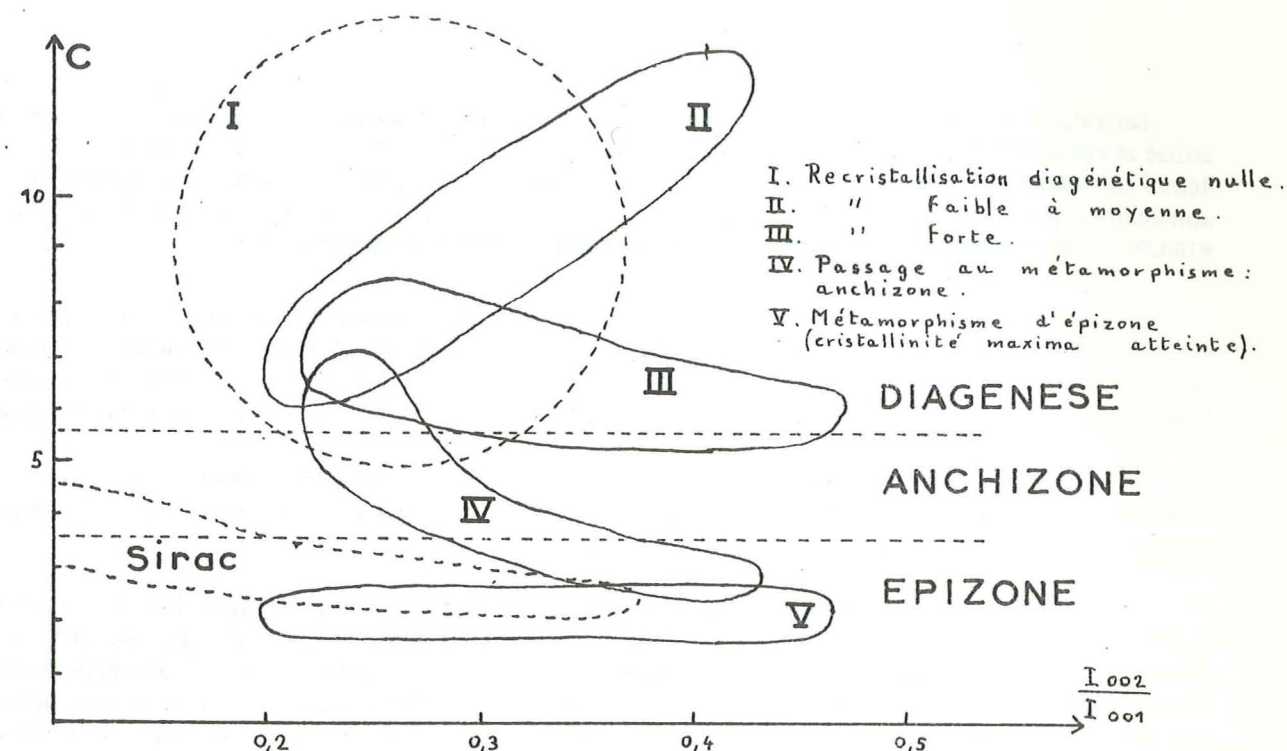


Figure 47a - Exemples d'évolutions diagénétiques ou métamorphiques (Dunoyer de Ségonzac, 1969)

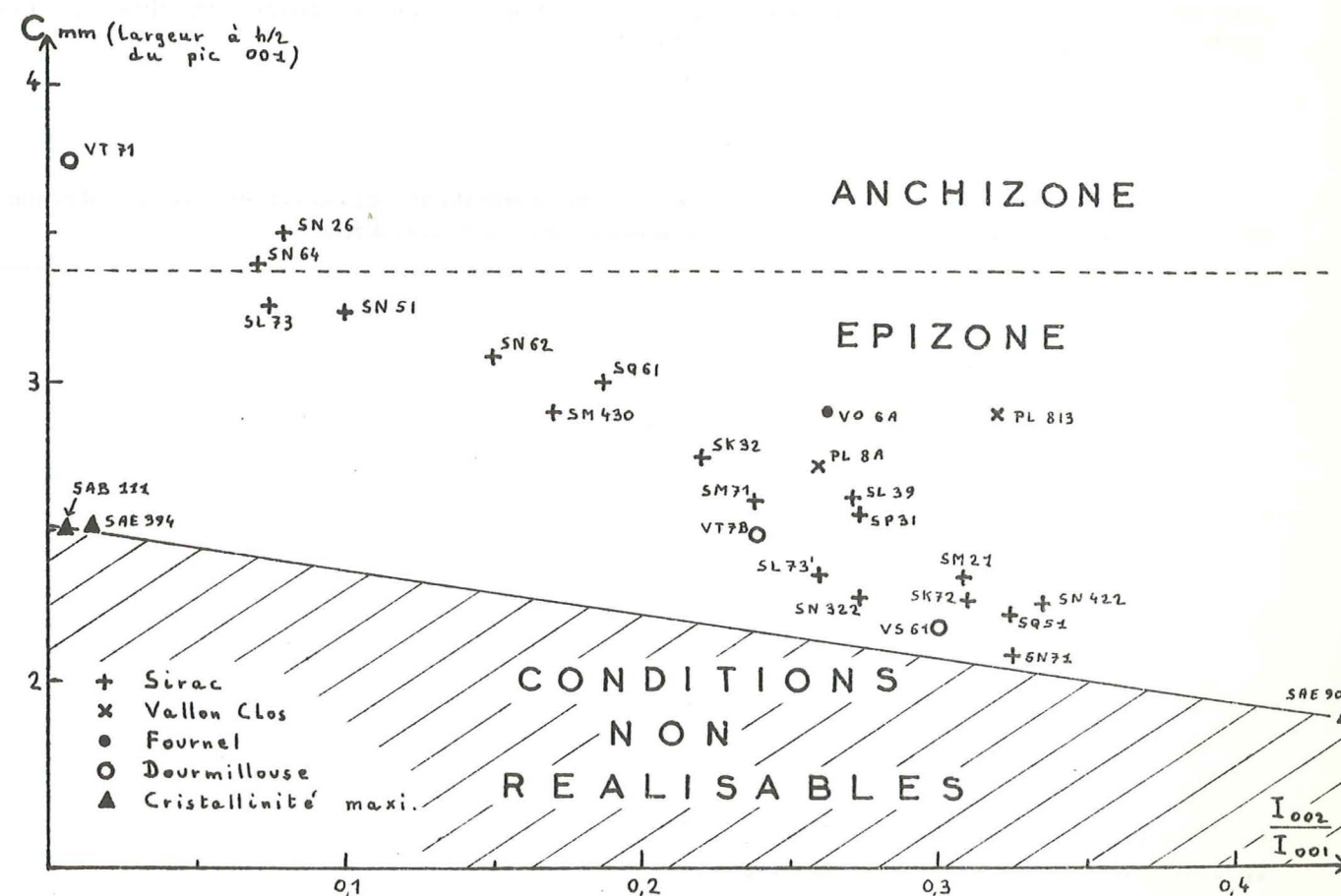


Figure 47b - Cristallinités des micas de la région du Sirac.

b) - Résultats et interprétation

Les valeurs de cristallinité d'un même échantillon variant dans de larges mesures en fonction de l'appareillage utilisé et des conditions d'expérience, les domaines de la diagenèse, de l'anchizone et du métamorphisme ont été définis par KUBLER par rapport à une série d'échantillons étalons. J'ai pu, grâce à ces échantillons de référence, aimablement prêtés par J. APRAHAMIAN, déterminer pour mes propres conditions d'expérience **, les limites de KUBLER : limites diagenèse-anchizone à $C = 5,6$, anchizone-métamorphisme à $C = 3,4$;

Le point très intéressant de cette méthode, du moins en ce qui concerne les formations cristallines étudiées ici, est que la limite de cristallinité maximale est atteinte, très rapidement, dès l'épizone. J'ai déterminé cette limite par les cristallinités de trois échantillons d'Iran, indemnes de toute tectonisation, fournis par M. SABZEHEI ; deux biotites ayant subi un métamorphisme de faciès amphibolite (SAB 111 et SAE 394) et une muscovite de pegmatite (SAE 90).

Il est clair, d'après les observations pétrographiques, que les formations du Sirac ont subi, à un moment au moins de leur histoire, un métamorphisme de degré bien plus fort que celui de l'épizone, et donc suffisant pour amener les micas à leur degré maximum de cristallinité.

Or, actuellement, ces cristallinités s'éloignent assez nettement de la limite de cristallinité maximale (fig. 47b, p. 75). Il faut donc admettre que les micas ont été soumis à des recrystallisations dans des conditions plus faibles de métamorphisme. Sur la figure 47a, le nuage de points du Sirac occupe une position intermédiaire entre les exemples IV et V, donc entre des conditions d'anchizone et un métamorphisme d'épizone. Il s'agit donc de recrystallisations dans les conditions de l'épizone tout à fait supérieure. Les micas des gneiss ocellés de Vallon Clos, ainsi que des formations du Fournel et de Dourmillouse ont des cristallinités semblables à celles des formations du Sirac et semblent donc avoir subi le même phénomène.

Des mesures de cristallinités faites sur des filons basiques du Sirac et sur les coulées de Vallonpierre et de la Route, réputés d'âge triasique ou liasique, ont abouti à des conclusions identiques (R. AUMAITRE, 1973)*. De plus les études faites par J. APRAHAMIAN (1974) sur les grès nummulitiques de la bordure sud est du massif du Pelvoux (donc très proches du Sirac, et recouvrant le cristallin du Fournel et de Dourmillouse) montrent des cristallinités très proches de celles que j'ai trouvées pour le socle de cette région.

Ce métamorphisme de début d'épizone doit donc être alpin.

Remarque

Pour les formations étudiées, il n'y a aucune relation entre la cristallinité des micas et le degré de chloritisation des biotites. La chloritisation est donc totalement indépendante des phénomènes alpins.

* Lire R. AUMAITRE et G. BUFFET (1973)

** - Enregistreur radiation Cu K α (monochromateur)
alimentation tube : 40kV, 20 mA
intensité 10^3 ; inertie 2
enregistreur 800 mm/h
goniomètre $2\theta = 1^\circ/\text{min}$.

C. - ETUDE DES DIFFERENTES PHASES

1 - Première phase métamorphique et migmatitique

Le métamorphisme ancien est très difficile à caractériser. Les paragenèses correspondantes ne sont jamais identifiables avec certitude, en raison de phénomènes ultérieurs, et, dans la plupart des cas, ne sont pas caractéristiques.

On peut seulement dire :

- il y a eu un début d'anatexie (migmatites rubanées) dans des roches dont le plagioclase a une composition de l'ordre de An 25 ; pour de telles roches, on doit donc se trouver sur, ou légèrement au-delà de la courbe d'anatexie débutante, et en deçà pour les gneiss non migmatitisés ;

- il y a du disthène. Ce minéral n'a été observé que dans une roche (SL 421, voir étude pétrographique), où il représente manifestement les restes d'une paragenèse antérieure à l'épisode II ;

- dans des amphibolites manifestement peu touchées par la phase II, et dont la paragenèse reflète donc, à priori, la première phase, la teneur en anorthite du plagioclase est supérieure à 30 % ; on est donc au-delà de l'isograde (plagioclase An 30 + hornblende) défini par WINKLER (1970). Ce critère est à manier malgré tout, avec une certaine prudence.

Ces données définissent sur la figure 48 (où les courbes d'équilibre des polymorphes de $\text{Si Al}_2\text{O}_5$ sont celles établies par ALTHAUS (1967)) le domaine assez large de pressions et températures suivant :

$P \geq 6,5 \text{ Kb}$ (limite supérieure mal définie)
 T de l'ordre de 580 à 660 °C

Etant donné qu'il y a une migmatisation, faible mais assez répandue, il semble que l'on puisse ne conserver de ce domaine que sa partie la plus proche de la courbe d'anatexie débutante ; les conditions présumées du premier épisode métamorphique et migmatitique seraient alors de l'ordre de :

P de 7,5 à 10 Kb
 T de 620 à 660 °C

Faute d'éléments, on a supposé que $P_{\text{eau}} = P$ (pression lithostatique). Mais la position des courbes, en particulier celle de l'anatexie débutante, dépend de la pression d'eau. En reportant ces courbes pour différentes pressions d'eau, on verrait qu'il est impossible d'avoir dans le même ensemble, anatexie et présence de disthène pour des pressions d'eau inférieures à 4 Kb, les domaines ne se recoupant pas (J. TOURET, 1969) (fig. 53).

Il convient de retenir, au moins, qu'on est là manifestement dans un climat de métamorphisme de pression intermédiaire (type Barrow).

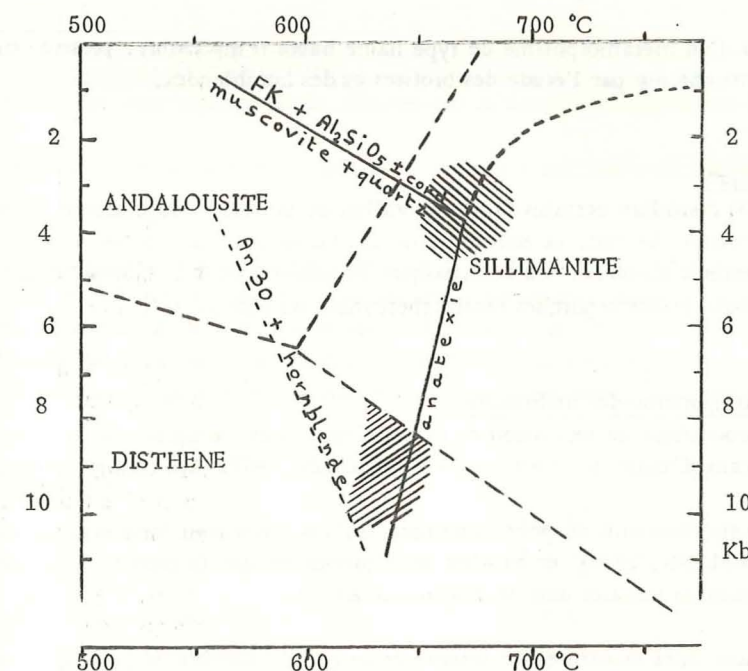


Figure 48 - Domaines de stabilité des minéraux considérés (H.G.F. WINKLER, 1970) -

2 - Deuxième phase métamorphique et migmatitique

I - Minéraux repères

Les renseignements dont on dispose sont, là encore peu nombreux. En effet, il n'y a que rarement discordance des directions minéralogiques I et II. Aussi l'appartenance de certains minéraux à tel ou tel épisode n'est-elle parfois qu'hypothétique. Cependant, les faits suivants semblent pouvoir caractériser le deuxième épisode métamorphique et migmatitique.

a) - Présence de sillimanite

Présence de sillimanite dans un certain nombre de roches, riches en micas. Il s'agit de sillimanite fibreuse dans la plupart des cas, de sillimanite prismatique pour le seul échantillon SL 421. Ce minéral indique des conditions de métamorphisme (en particulier anatexites II, mais aussi faciès

b) - Dans le Nord du massif et la boutonnière du Fournel : présence occasionnelle de cordiérite, dans des roches où apparaît le feldspath potassique (en particulier anatexites II, mais aussi faciès un peu moins migmatisés), et où la muscovite est présente en quantité parfois faible (2,9 % pour VO 6A où, en outre, semble apparaître de la sillimanite en faible quantité). La cordiérite est assez caractéristique d'un métamorphisme de haute température et basse pression.

Il semble qu'il ait pu avoir lieu une réaction du type :

6 muscovite + 2 biotite + 15 quartz \rightarrow 8 FK + 3 cordiérite + 8 H₂O (WINKLER, 1970) ou :
1 muscovite + 1 quartz \rightarrow 1 FK + Al₂SiO₅ + 1 H₂O, dont les courbes d'équilibre, confondues sont portées sur la figure 48, p. 77).

Il semble donc que dans certains cas, on ait dépassé l'isograde-muscovite, et ceci dans des roches non anatectiques. La présence de muscovite en faible quantité est due à des phénomènes de muscovitisation tardive. Par contre, on a vu aussi que dans certaines roches (gneiss ocellaires, gneiss à biotite et sillimanite), une partie de la muscovite semblait ne pas être d'origine secondaire et coexistait avec le quartz ; l'isograde n'a pas dû être franchi.

En moyenne, on se trouve donc sensiblement dans une bande axée sur cet isograde.

c) - On se trouve également au-delà de la courbe d'anatexie débutante,

puisque celle-ci est assez largement développée dans certaines roches.

Le domaine commun aux conditions définies ci-dessus correspond sensiblement à :

P = 3,5 Kb

T = 680°C

Ces conditions sont celles d'un métamorphisme de type haute température, pression modérée. Ceci est parfaitement en accord avec les résultats obtenus par l'étude des biotites et des hornblendes.

Remarque

A. PECHER (1970, p. 105) considère certains faciès du vallon de la Selle, "faiblement métamorphique", comme équivalents des gneiss du Combeval. En fait, la continuité de ces faciès avec des roches migmatisées m'incite à rejeter une telle hypothèse. Les paragenèses observées, caractéristiques du sous-faciès B.1.1. de WINKLER, ne sont dues qu'à des recrystallisations liées aux épisodes métamorphiques tardifs (hercynien ou alpin).

II - Composition des mobilisats

J'ai essayé d'évaluer les conditions de formation de certains mobilisats, d'après leur composition, en utilisant les données fournies par divers travaux d'anatexie expérimentale (WINKLER, 1966). Les résultats sont décevants.

D'une part, ce genre de raisonnements ne peut s'appliquer qu'aux mobilisats formés au tout début de l'anatexie (H.G.F. WINKLER et W. LINDEMANN, 1972), et on n'est donc jamais sûr que le mobilisat ou granite d'anatexie considéré correspond réellement à un minimum ternaire dans le système Q/Ab/Or.

D'autre part, ce qui se passe dans la nature fait intervenir un certain nombre de facteurs, dont il n'est pas tenu compte dans des expériences. Même si les conditions précédentes sont réunies, il est difficile d'appliquer, en toute rigueur, ce genre de résultats expérimentaux à la réalité.

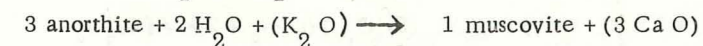
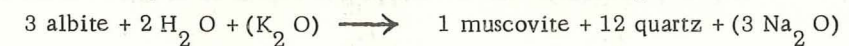
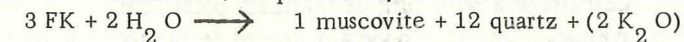
Enfin, et surtout, dans le cas présent, il existe une muscovitisation importante intervenant, au plus tôt, en fin de mobilisation. Elle s'est effectuée aux dépens, aussi bien du plagioclase que du feldspath potassique, dans des proportions non déterminables. Aussi toute tentative faite pour essayer de reconstituer la norme avant muscovitisation est-elle vouée à l'échec.

III - Phénomènes de muscovitisation

Les réactions qui peuvent traduire les phénomènes de muscovitisation sont nombreuses. La plus simple est :

1 FK + 2 sillimanite + 1 H₂O \rightarrow 1 muscovite + 2 quartz, où la muscovite apparaît aux dépens de feldspath potassique. Or, dans ces roches relativement peu alumineuses, il est improbable qu'il ait pu exister une grande quantité de sillimanite. Cette réaction ne saurait donc expliquer, à elle seule, la quantité assez importante (parfois près de 10 %) de muscovite apparaissant dans les mobilisats ou dans le granite d'anatexie. De plus, il est net en lames minces, que les plagioclases aussi sont muscovitisés.

Sans faire appel à de la sillimanite, on peut invoquer les réactions :



Les oxydes entre parenthèses, doivent participer à la constitution d'autres minéraux.

Ces trois réactions nécessitent de l'eau. La première libère du K₂O, les deux suivantes en consomment ; et si on suppose que la muscovitisation effectuée selon ces réactions affecte deux fois plus de plagioclase que de feldspath potassique, le bilan en K₂O est équilibré. Par contre, il y a libération d'une grande quantité de Na₂O et d'un peu de CaO (en supposant que la muscovitisation affecte l'albite et l'anorthite dans les proportions où celles-ci constituent les plagioclases). La muscovite, il est vrai, peut accepter un peu de Na dans son site W, au même titre que le K, mais cela ne saurait répondre entièrement à la question de la destination de Na₂O, CaO, et éventuellement de K₂O libérés.

Les réactions en jeu sont donc certainement plus complexes que celles envisagées ici (système ouvert ?).

La muscovite semble apparaître en fin de mobilisation, mais les conditions thermodynamiques des réactions en jeu sont difficilement déterminables.

On peut envisager que le mobilisat recrystallise conformément au schéma classique de Niggli (1923) et Termier (1956). Au fur et à mesure de la recrystallisation, la pression des fluides augmente jusqu'à atteindre un maximum (stade dit "pneumatolytique"). C'est à ce moment que semble pouvoir se former de la muscovite, sous une pression sensiblement plus forte que celle existant lors de l'anatexie.

On sait aussi, par exemple, que l'équilibre de la réaction de formation de muscovite aux dépens du feldspath potassique :

3 FK + 2 H₂O \rightarrow 1 muscovite + 12 quartz + (2 K₂O) est contrôlé par le rapport K⁺/H⁺. Ainsi, ce serait à des températures < 500°C que la muscovite apparaîtrait aux dépens des feldspaths, dans des conditions qui n'ont donc plus de commune mesure avec celles de la migmatisation, si le rapport K⁺/H⁺ du milieu gazeux est inférieur à 100 (R. BROUSSE, 1968).

IV - Phénomènes de chloritisation

Il est curieux de constater que dans tous les faciès affectés par la deuxième migmatisation, la biotite est systématiquement chloritisée.

Ne disposant que de deux analyses de biotite, il faut avoir recours à une méthode indirecte pour mettre en évidence le phénomène.

On utilise des roches dont on possède une analyse chimique et un comptage minéralogique, et on suppose que les seuls minéraux potassiques des roches considérées sont : microcline, biotite et muscovite. Connaissant les pourcentages de muscovite et microcline, ainsi que les teneurs moyennes en K₂O dans les formules théoriques, il est facile de connaître la quantité de K₂O contenue dans ces deux minéraux. Par différence avec K₂O de la roche totale, on peut calculer la quantité de K₂O qui correspond aux biotites - chlorites, et, par conséquent, leur teneur en cet élément. On obtient :

Biotites-chlorites provenant de :	teneur K ₂ O	analyse
Gneiss ocellaires SN 64	8,2 %	7,75 %
Gneiss ocellé SN 51	8,2 %	
Gneiss à biotite SM 61 (peu migmatisé II)		6,90 %
Gneiss ocellaire SM 21 (légèrement migmatisé II)	5,0 %	
Migmatite rubanée SN 62 (légèrement migmatisée II)	4,4 %	
Mobilisat SP 31	2,5 %	
Granite d'anatexie SQ 51	1,1 %	
Migmatite granitoïde SL 39	0,3 %	

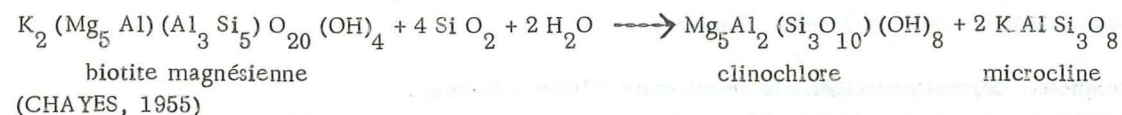
* et sillimanite

Le degré de chloritisation (diminution de la teneur en K_2O) semble donc bien directement lié à l'intensité de la migmatisation.

Je rappelle que l'étude chimique de la biotite SN 64 montre que, pour une teneur en K_2O de 7,75 %, le site W est occupé à 90 % ; il s'agit donc d'une biotite pratiquement intacte.

La perte de K_2O n'est pas la seule transformation s'effectuant dans les biotites. On a vu, en lames minces, la décoloration progressive de la biotite et la formation d'abondantes trainées opaques le long des clivages.

Dans les roches légèrement affectées par la mobilisation II, et montrant donc, selon les zones considérées, de la biotite et de la chlorite, on constate que celle-ci est située à proximité de feldspath potassique. Ceci n'est pas un hasard et il est fort probable que ce feldspath potassique se soit développé aux dépens de la biotite selon une réaction du type :



Cette réaction consomme du quartz, nécessite de l'eau, et produit une chlorite. Mais en aucun cas, il n'y a de libération de minéraux opaques. Or, ceux-ci peuvent être très abondants et former plus de la moitié du volume de la chlorite. Le seul type de réaction pouvant libérer une telle quantité de minéraux opaques est la dissociation totale de la biotite ; par exemple, à partir d'une biotite ferrifère :



Les deux types de réaction doivent donc intervenir simultanément. D'ailleurs, l'eau nécessaire dans la première est fournie par la seconde. Cette dernière implique une forte diminution de volume, puisque de l'ancienne biotite ferrifère, ne subsiste que FeO, qui peut se combiner, par exemple, à TiO_2 ou Fe_2O_3 également libérés, puisque la composition réelle est en fait moins stricte que la formule théorique utilisée.

Le phénomène de chloritisation qui évoque un peu une rétro-morphose, est curieux dans le climat sévère de la migmatisation, mais ces phénomènes ne sont pas incompatibles. En effet, la chlorite peut être stable jusqu'à 3-4 Kb et 600-750° (FAWCETT et YODER, 1966).

3 - Métamorphisme hercynien

Rien ne permet de caractériser les conditions de ce métamorphisme. Dans les formations du Sirac, où il existe certainement, il est impossible de déceler quelles sont les paragenèses qui lui correspondent. Dans les formations plus récentes de Dourmillouse, il semble qu'on puisse lui attribuer des recristallisations de chlorite et de muscovite. Mais les observations trop fragmentaires faites sur ces formations me conduisent à faire appel aux conclusions de P. GIBERGER et al. (1970).

Ce métamorphisme serait de faciès schistes verts de bas degré.

4 - Métamorphisme alpin

Des recristallisations de quartz, albite, épidote, chlorite ont été remarquées dans un certain nombre de faciès. Rien ne permet d'affirmer que ces minéraux sont toujours attribuables au métamorphisme alpin. Mais bien souvent, ils apparaissent dans des fissures qui semblent liées aux phénomènes tectoniques les plus tardifs, donc alpins. Ces minéraux sont les signes d'un métamorphisme faible.

L'étude des cristallinités des micas avait indiqué un métamorphisme de début d'épizone, mais aucun élément ne me permet de chiffrer les conditions thermodynamiques de ce métamorphisme.

La stilbite (échantillon SN 328) que j'ai trouvée en face N du Sirac ($x = 914,72$ / $y = 284,35$ / $z = 3180$ m) est certainement alpine, mais ne correspond pas nécessairement à la phase majeure de ce métamorphisme. Ce minéral, peu sensible à la pression, n'est stable que jusqu'à 220° C ; au-dessus de cette température, il se transforme en laumontite (LIOU J.G., 1971, in P. LE FORT, 1971).

Il est intéressant de signaler que les études effectuées sur la couverture des massifs cristallins externes par J.P. GRATIER, B. LEJEUNE et J.L. VERGNE (1973) ont conduit ces auteurs à chiffrer les conditions du métamorphisme alpin à :

T de 250°C à 350°C
P de 1800 à 2500 bars

CINQUIEME PARTIE - ETUDE STRUCTURALE

A. - LES DONNEES

B. - SYNTHESE ET INTERPRETATION

C. - TECTONIQUE ALPINE

CINQUIEME PARTIE - ETUDE STRUCTURALE

Dans cette partie, j'essayerai tout d'abord d'utiliser un certain nombre de mesures effectuées sur l'ensemble de la région étudiée. Des arguments issus de l'observation de terrain viendront étayer, petit à petit, la fragilité apparente de conclusions bâties uniquement sur des constructions graphiques, dont le côté systématique et impersonnel peut être à la source de résultats erronés.

Quelques observations sur la tectonique alpine compléteront cette étude rapide sur la structure du massif du Sirac.

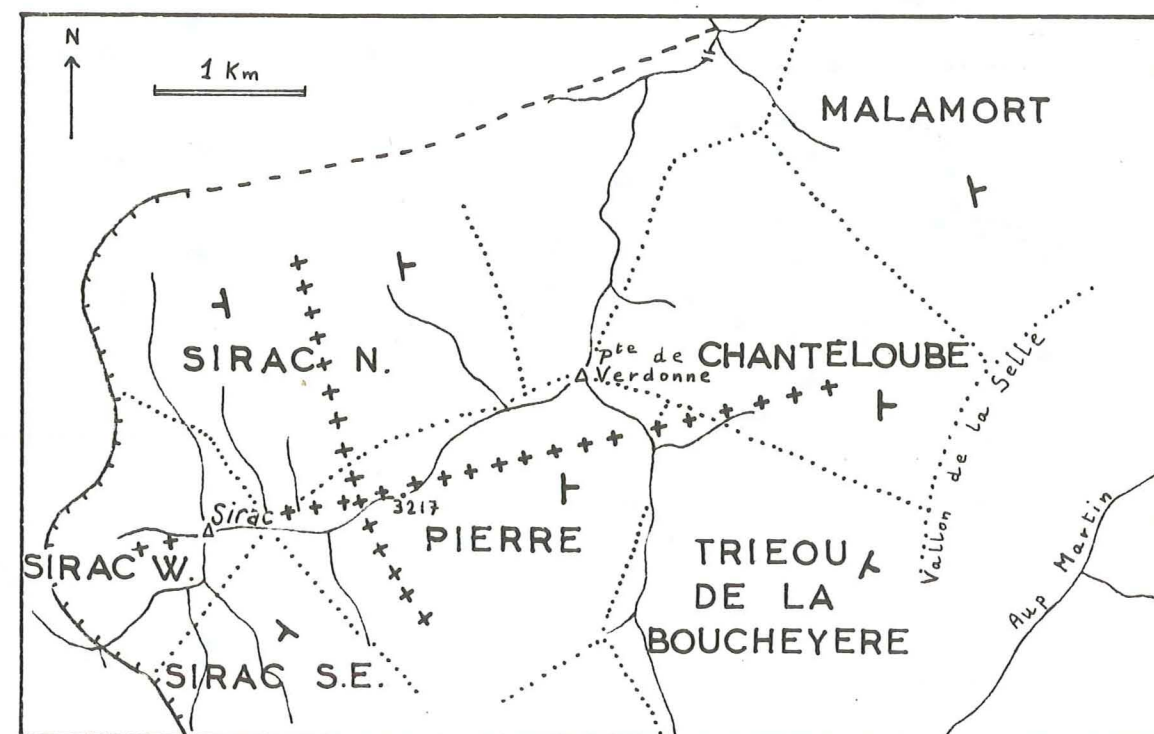


Figure 49 - Délimitation des différents secteurs (pointillés) - En croix : axes anticlinaux déterminés -

A. 3 LES DONNEES

Les mesures utilisées concernent les foliations et rubanements dus à la première phase métamorphique et migmatitique. Des plis très aplatis, dont les charnières sont parfois visibles peuvent être liés à la formation de la foliation (plis intrafoliaux à foliation de plan axial). Ces plis sont les vrais plis de phase 1, et l'étude qui suit ne concernera donc que des événements postérieurs à cette phase.

Sur la figure 50, ont été reportées toutes les mesures faites (foliations ou axes de plis visibles), en distinguant sept secteurs géographiques (voir figure 49).

- 1 - "Sirac Ouest" : abords des glaciers de Vallonpierre et de Gouiran, sommet du Sirac.
- 2 - "Sirac Sud Est" : vallons de la Veyrardonne et de la Valette.
- 3 - "Sirac Nord" : abords des glaciers du Sirac et de Chabournéou.
- 4 - "Pierre" : glacier de la Pierre et les crêtes qui l'entourent.
- 5 - "Triéou de la Boucheyère" : partie amont du vallon de la Selle.
- 6 - "Chanteloube" : partie moyenne du vallon de la Selle et vallon de Chanteloube.
- 7 - "Malamort" : extrémité NE de la zone étudiée, en versant rive gauche du vallon de la Selle.

Les mesures faites dans des secteurs affectés par d'importants accidents alpins (pics du Loup, extrémité S du massif du Sirac), n'ont pas été utilisées.

Si l'on considère globalement les foliations reportées, à titre indicatif, sur le même canevas (fig. 50, p. 84), il est exclu de pouvoir tirer une conclusion utile. Tout au plus, peut-on remarquer la forte prédominance des pendages vers l'Est.

Mais en examinant séparément les différents secteurs, les dispositions des nuages de points représentant les foliations permettront de déterminer d'éventuels axes de plissements, sous réserve de risques d'erreurs entraînés par le faible nombre des mesures.

1 - Sirac Ouest (fig. 50, p. 84)

Le nombre de points est trop faible pour qu'une étude statistique soit possible. Si on trace simplement l'enveloppe du nuage de points représentatifs des foliations, il apparaît assez nettement que les différentes orientations déterminent un système de plis d'axe sensiblement méridien, et horizontal. Cette direction n'est pas incompatible avec la direction moyenne des axes de plis décimétriques à métriques observés sur le terrain : N 155° avec un plongement de 10° vers le Sud.

Il convient aussi de remarquer que la majorité des pendages sont vers l'Ouest (8 mesures, contre 4 vers l'Est et 3 sub-verticales).

2 - Sirac Sud Est (fig. 50, p. 84)

Le nombre de points est faible et la nature de leur répartition est difficilement déterminable. Peut-être pourrait-on voir une torsion, d'axe sub-vertical ou plongeant légèrement vers le SW, qui s'expliquerait par la proximité du chevauchement sur le sédimentaire.

Il faut noter aussi que le pendage moyen est très fort vers le SW.

3 - Sirac Nord (fig. 51, p. 86)

Malgré une assez forte dispersion latérale (de l'ordre de 30° de part et d'autre du grand cercle), on peut assez nettement mettre en évidence un axe de plissement, orienté N 165° et plongeant de 25° vers le N. Cette disposition correspond assez exactement à la disposition moyenne des axes de plis décimétriques ou métriques observés sur le terrain. On retrouve donc le plissement méridien déterminé dans le premier secteur. Pour déterminer la géométrie de ce pli, il suffit d'examiner les valeurs des pendages dans l'ensemble du versant nord du Sirac. A l'Est d'une ligne N 165° passant sensiblement par la "Brèche en V" (point coté 3 124 à l'W du Signal 3 217), tous les pendages sont vers l'Est. Le long d'une large bande axée sur cette ligne, les pendages sont aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest, et de plus, les plis décimétriques à métriques, bien visibles dans les gneiss rubanés, sont très largement développés. Plus à l'Ouest, enfin, les pendages ont une très forte tendance à être vers l'Ouest ; les pendages vers l'Est qui apparaissent semblent correspondre à des replis ou ondulations de faible amplitude.

On met donc en évidence dès maintenant, un important anticlinal, à flanc oriental assez régulier, et dont la voûte est intensément affectée par de nombreux plis homoaxiaux, ainsi que son flanc est, dans une plus faible mesure. La symétrie, ou, au contraire, le sens de déversement éventuel de tels plis n'ont pas été observés. La photo 8 p. 36, prise en versant nord du Sirac, représente de façon frappante, à l'échelle décimétrique, ce qui semble se passer à l'échelle du massif.

4 - Vallon de la Pierre (fig. 51, p. 86)

La répartition des pendages est très différente de celle du versant nord du Sirac. Il n'y a plus aucun pendage vers l'Ouest ; ce qui est normal, puisqu'on est en principe, sur le flanc est de l'anticlinal défini précédemment. Il apparaît un nuage de points assez compact dont la densité maximale correspond à une foliation N 0° avec un pendage de 40° vers l'Est.

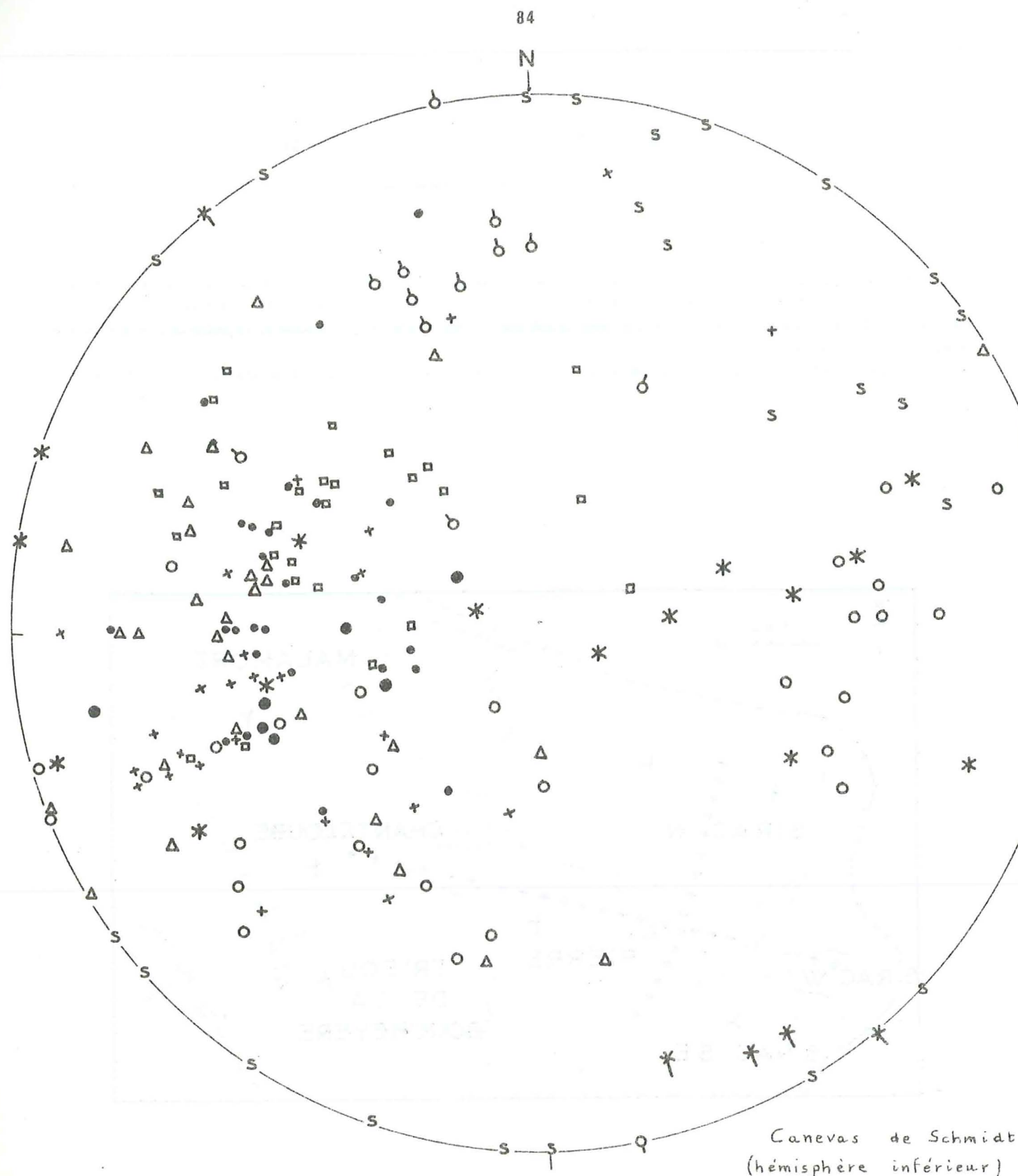


Fig. 50 Stéréogramme des foliations

- | | |
|----------------------------|---------------------------|
| * Sirac W. (*axe de plis) | □ Triéou de la Boucheyère |
| s Sirac S.E. | Δ Chanteloube |
| o Sirac N. (o axe de plis) | + Malamort |
| • Pierre (• "3217") | |

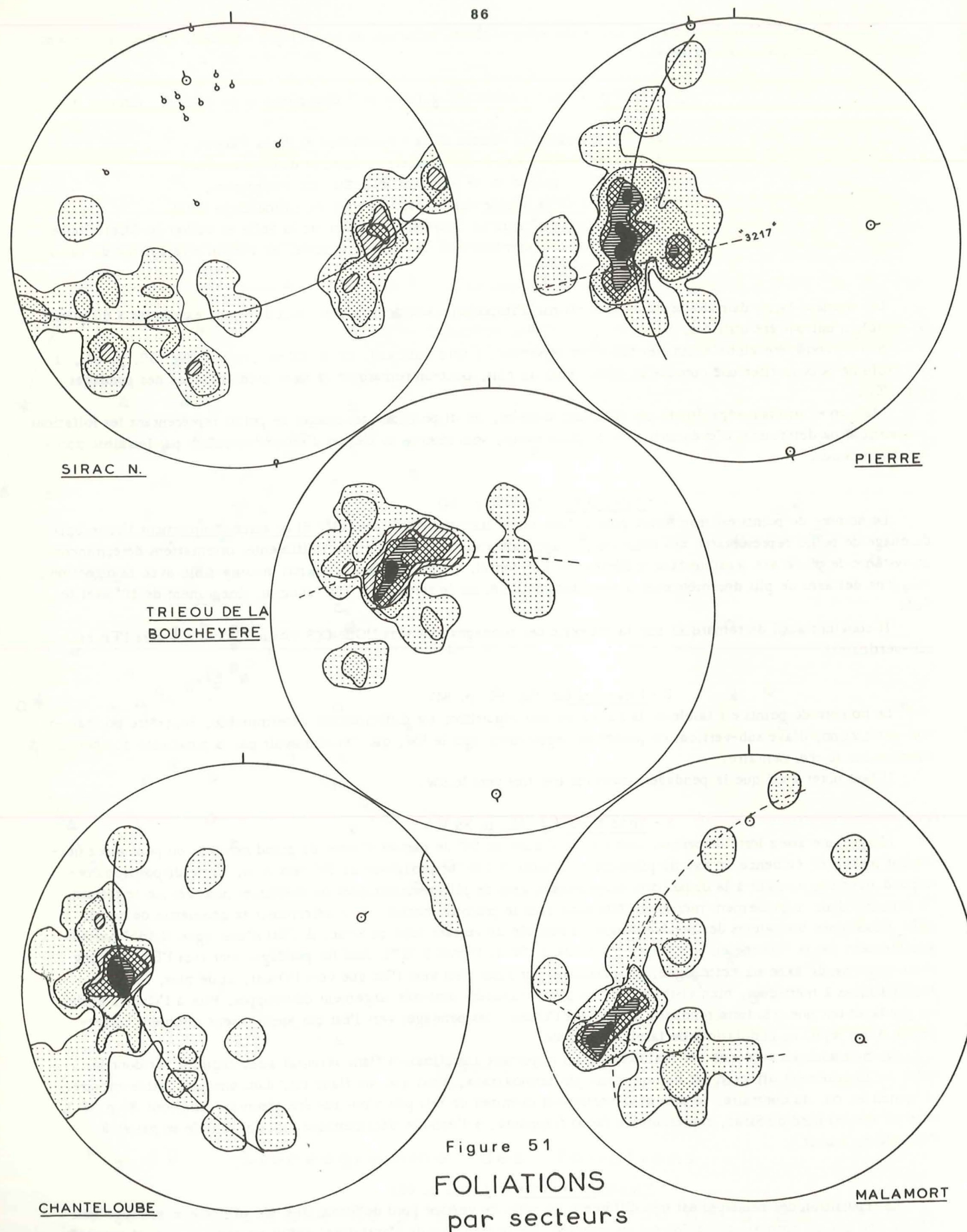


Figure 51
FOLIATIONS
par secteurs

Si l'on été tenté de chercher un pli sur le diagramme, son axe serait, cette fois, approximativement N 84° plongeant de 40° vers l'Est (pli peu marqué : absence de pendages extrêmes).

Il est intéressant de considérer isolément les mesures du Signal 3 217 (figure 50, p. 84, gros points noirs). Malgré l'absence de pendage ouest, on voit très nettement que les pendages se répartissent en zone selon un pli d'axe N 168°, mais cette fois, horizontal. Il y a donc un aplatissement du plongement de l'axe anticlinal méridien, en allant du Nord vers le Sud.

5 - Triéou de la Boucheyère (fig. 51, p. 86)

Ce secteur, situé immédiatement à l'Est du précédent, ne présente lui aussi, que des pendages vers l'Est. Bien que les pôles des plans ne soient pas dans la zone (= grand cercle) qui a permis de définir dans le secteur Sirac N le plissement N-S, on est en droit de penser que, par continuité avec ce qui se passe pour les secteurs précédents, les foliations sont encore impliquées dans le plissement N-S, et qu'on se trouve encore sur le flanc est de l'anticlinal.

Les points représentatifs des foliations sont assez bien groupés autour d'une valeur moyenne N 23° pentés 42° E. Il n'est pas possible, avec ce seul diagramme, de déterminer un quelconque axe de pli. Sachant, malgré tout, par ailleurs, qu'il existe un axe de pli N-S, on peut tenter de le retrouver ici, (zone en tirets) et évaluer, avec prudence, son plongement à environ 20° S.

6 - Chanteloube (fig. 51, p. 86)

La disposition géographique par rapport au secteur précédent, ainsi que les pendages, tous vers l'Est, attestent qu'on se trouve encore sur le flanc est de l'anticlinal d'axe méridien. Mais cette fois, les pôles des plans se localisent assez nettement à proximité d'un grand cercle, dont le pôle serait un axe de plissement probable orienté N 60° et plongeant 40° E.

La zone de plus forte densité de points correspond à une orientation de N 04° inclinée 48° E.

7 - Malamort (fig. 51, p. 86)

Etant sur le flanc est de l'anticlinal, il est normal que tous les pendages soient vers l'Est. L'orientation moyenne est N 163° inclinée 56° E. Celui-ci est donc sensiblement plus fort que dans les secteurs précédents.

Il semble que l'on puisse identifier deux directions d'étirement du nuage de points. Les deux grands cercles partiels correspondants définissent deux axes de plissement orientés, l'un N 0°, 30° N, l'autre N 120°, 44° E.

Le premier plissement correspond à celui déterminé en versant nord du Sirac avec un plongement d'axe plus fort.

B. - SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

Nous disposons d'éléments importants pour définir une partie de l'architecture du massif du Sirac.

1 - Anticlinal d'axe méridien

Un grand anticlinal d'axe N 165° a été facilement mis en évidence en versant nord du Sirac. L'étude des différents secteurs permet de voir qu'il est fortement dissymétrique : flanc ouest relativement court, affecté par de nombreux plissements homoaxiaux, zone axiale intensément plissée, à toutes les échelles possibles d'observation, flanc est largement développé, très régulier (à l'échelle du massif). L'absence de pendage faible indique que le passage entre les flancs est et ouest de l'anticlinal se fait très rapidement et que le pli est donc assez serré.

Il faut noter de plus, que les pendages s'accroissent quand on s'éloigne de la zone axiale en direction du NE : pendage moyens 40° pour le glacier de la Pierre, 42° au Triéou de la Boucheyère, et 56° dans le secteur de Malamort.

La régularité apparente du flanc est de l'anticlinal, à l'échelle du massif, ne se retrouve pas à l'échelle de l'affleurement. On peut en effet observer, notamment au Triéou de la Boucheyère, les mêmes microplis d'axe méridien que ceux visibles en face nord du Sirac. Mais là encore, leur dissymétrie éventuelle n'a pas été observée.

Du point de vue de la chronologie, il est clair que cette génération de plis sensiblement méridiens est postérieure à la migmatite I qui a donné naissance aux migmatites rubanées, puisque ces plis affectent ces dernières. Par ailleurs, l'observation de nombreux affleurements montre que le mobilisat de deuxième génération a tendance à se localiser dans les charnières des plis mesurés, en recoupant ceux-ci. Le plissement est donc antérieur aux manifestations finales de la seconde migmatite, mais semble toutefois lié à cet épisode migmatitique puisqu'il le contrôle partiellement (à petite échelle, mais il faut souligner que l'intensité générale de migmatite, croissante vers le NE, n'est absolument pas liée à l'architecture générale du massif du Sirac). De plus, quand on considère l'étonnante souplesse des petits plis observables un peu partout, il semble difficile de pouvoir séparer cette phase de plissement d'un épisode métamorphique ou migmatitique important, et on est conduit à penser qu'elle est effectivement liée à cette migmatite.

2 - Bombement d'axe EW

Des diagrammes montrent une double zone partielle plus ou moins nette, qui fait penser, à priori, à des plis superposés. En effet, il est vaguement possible, malgré la rareté des mesures, de trouver un plissement plus jeune, d'axe EW.

Les diagrammes "Pierre", "Chanteloube" et "Malamort" ont permis de pressentir l'existence d'un pli peu marqué, d'axe sensiblement EW, et plongeant vers l'Est (les orientations déterminées sont respectivement N 84°, 40° E, N 60° 40° E, N 120° 44° E). La présence supposée d'un tel pli est corroborée par les faits suivants :

- Modification du plongement de l'axe méridien

Dans le vallon de Malamort, cet axe plonge de 30° vers le Nord, en versant nord du Sirac, de 25° vers le Nord. Plus au Sud (secteurs Sirac W et Signal 3 217), il est horizontal. La présence d'une forte composante sud dans les pendages du secteur du Sirac SE tendrait à prouver que l'axe du pli à cet endroit, même s'il n'est pas déterminable, a de fortes chances de plonger vers le Sud.

De plus, sachant que le plan N 0° 40° E (valeur moyenne des foliations du glacier de la Pierre) appartient à un pli d'axe sensiblement N 168° (direction déterminée au Signal 3 217, et qui n'a pas pu varier beaucoup sur une si courte distance), on peut déterminer graphiquement que le plongement de la génératrice de ce pli à cet endroit est de 10° S. Au Triéou de la Boucheillère, situé plus au SE, ce plongement serait de 20° Sud.

- Modification des pendages moyens sur le flanc est du pli méridien

Dans le vallon de la Selle, du Nord au Sud, le pendage moyen passe de E N E (Malamort), à l'Est (Chanteloube), puis ESE (Triéou de la Boucheillère).

On a donc un bombement anticlinal peu accentué, d'axe approximativement EW dont le plongement de l'ordre de 40° vers l'Est correspondrait à l'ennoyage du cristallin sous les formations sédimentaires.

Du point de vue chronologique, ce bombement est postérieur à la phase de plissement méridien. Comme il est de faible amplitude et qu'il n'existe aucun petit pli de même orientation visible sur le terrain, on peut penser qu'il date d'une époque où le socle avait une plasticité très faible. Il est donc difficile de relier cet épisode à la seconde migmatisation.

Ce bombement peut être, soit hercynien, soit alpin.

Des deux plissements anticlinaux superposés résulte un aspect général en dôme.

C. - TECTONIQUE ALPINE

Elle a fait de la part de plusieurs auteurs (J. VERNET, 1965 ; J.P. GRATIER et al., 1973) l'objet d'études particulièrement minutieuses, et je n'insisterai que sur les points au sujet desquels mon travail peut compléter ou modifier les conclusions de ces auteurs.

1 - Chevauchement du Sirac

La manifestation la plus spectaculaire de la tectonique alpine dans la région étudiée est le chevauchement du massif du Sirac sur le synclinorium de l'Aiguille de Morges.

a) - Description

Ce chevauchement se suit du Nord au Sud sur un front de près de 15 km, en dessinant un grand S. Cet aspect est amplifié par le tracé cartographique ("V topographique"), mais la surface de chevauchement est réellement fortement tordue. Au Nord, l'extrémité du Bans des Aiguilles est en contact avec le Lias calcaire selon un plan orienté N 0° 60° E. Plus au Sud, le tracé du chevauchement, non visible sous les moraines, mais facilement localisable entre les gneiss du Sirac et d'importants affleurements de Lias, suit le Creux de Mourière et le Glacier de Gouiran. Il réapparaît au Signal de Gouiran (2 923, 7) orienté N 135° 45° E et mettant en contact le Sirac avec des spilites. Au Nord du Col de la Valette, l'accident orienté N 120°, est plus redressé (60°). A ce niveau, le synclinal est fortement pincé, et n'a guère plus de 300 mètres d'épaisseur. Son flanc normal repose sur les gneiss œillés de Crupillouse. La série comprend près de 10 m de cargneules triasiques, 40 m de Lias calcaire, puis des schistes ; plus au Nord (flanc inverse), on retrouve une cinquantaine de mètres de Lias calcaire, 30 mètres de spilites, puis le contact chevauchant du cristallin.

L'accident disparaît ensuite sous le Quaternaire du vallon de la Valette. Il est facilement localisable, 1200 m plus à l'Est, par une zone extrêmement broyée de cristallin, puis en haut des pentes des Goudemards (où il est jalonné par des lambeaux de terrains sédimentaires, extrêmement laminés, qui ont une valeur de synclinal très pincé et déversé vers l'Ouest. On note, dans ce secteur, un changement d'orientation rapide de la surface de chevauchement : au Nord des Goudemards elle est N 130° 45° E, au Sud, de l'ordre de N 10° 50° E.

SIRAC

Pic de
Vallon Clos

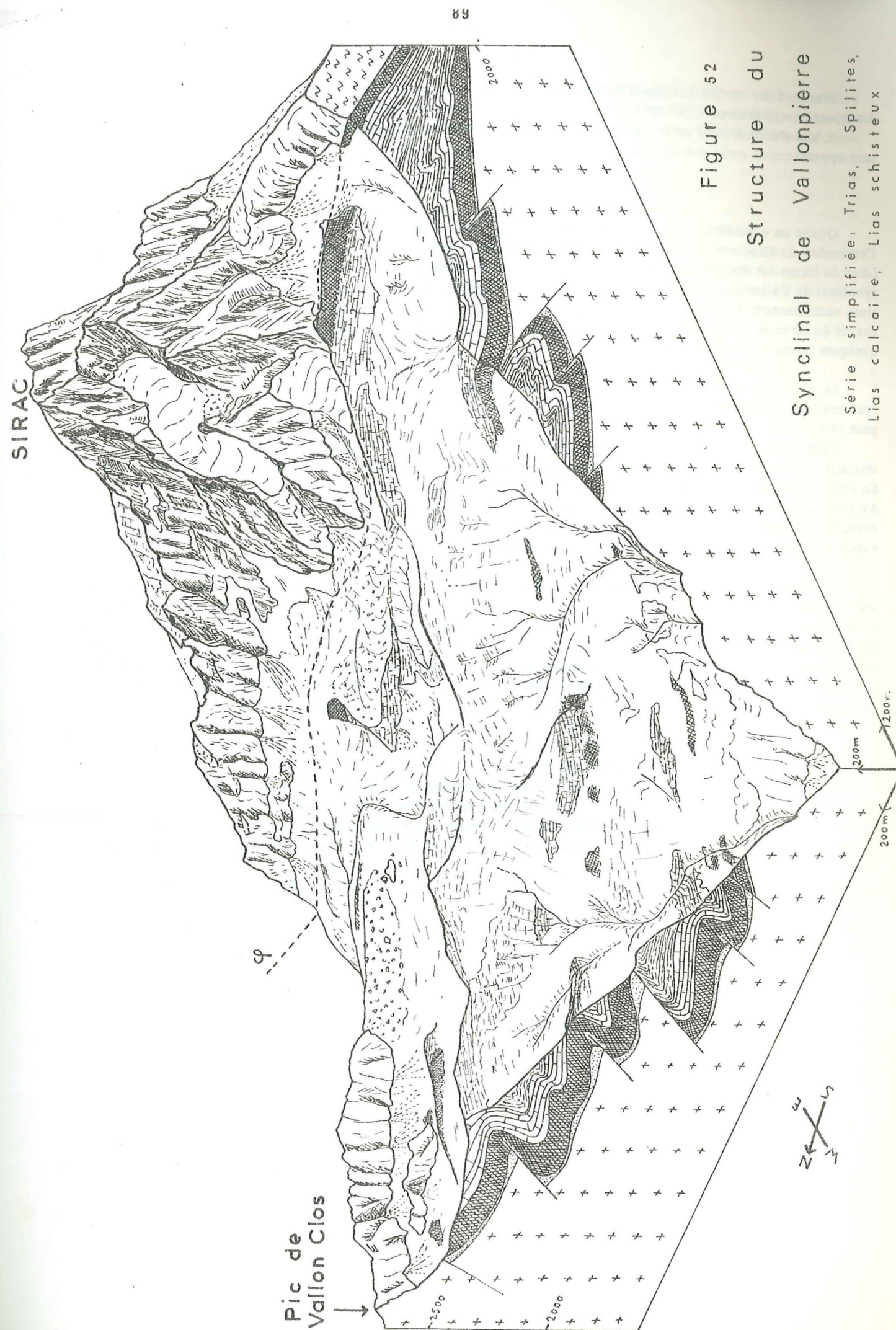


Figure 52
Structure du
Synclinal de Vallonpierre

Série simplifiée: Trias, Spilites,
Lias calcaire, Lias schisteux

Plus au Sud, au Col du Cheval de Bois, où le cristallin repose sur l'important ensemble de la Rouite, le contact est orienté sensiblement N 35° 60° E.

A leur extrémité sud enfin, les formations du Sirac, elles-mêmes recouvertes par le Nummulitique, sont en contact apparemment assez redressé sur le Lias du Méollion.

b) - Interprétation

Quand on considère les variations de pendage * du chevauchement, on est amené à penser que le déplacement de l'ensemble du Sirac vers l'Ouest a manifestement été limité au niveau de l'important massif d'orthogneiss de Crupillouse (dont la forme est épousée assez exactement par la surface de chevauchement), alors que les terrains mésozoïques du synclinal de Vallonpierrre, qui offraient une résistance moindre, ont pu être facilement repoussés et ployés. Les formations sédimentaires probablement importantes qui prolongeaient le synclinal de Vallonpierrre vers le SE, en séparant le massif du Sirac de celui de Crupillouse, ont été fortement écrasés entre ces deux massifs, et il n'en subsiste plus que quelques lambeaux de faible épaisseur.

Le petit massif de gneiss ocellé de Vallon Clos, qui correspond à une étroite élévation de substratum séparant le synclinal de Vallonpierrre de celui du pic Gazonné, a été écaillé et légèrement poussé vers le NW. C'est pourquoi il peut chevaucher localement sa couverture.

Cette interprétation est fondamentalement différente de celle de J. VERNET (1965) au sujet de la "continuité du cristallin de Vallon Clos avec celui du Sirac" qui se réaliserait sous le glacière du torrent de Vallonpierrre. En effet, ces deux ensembles sont de natures pétrographiques très différentes, et sont séparés par un accident majeur. Au contraire, la continuité du massif de Vallon Clos doit se faire, si on néglige l'écaillage dont j'ai parlé, avec le massif d'orthogneiss de Crupillouse, au Sud, sous les terrains mésozoïques (voir fig. 52, p. 89). Vallon Clos a donc valeur de substratum vis à vis du synclinal de Vallonpierrre.

Quant à l'amplitude du chevauchement, il est difficile de la chiffrer. Si malgré tout, on admet que les surfaces anté-triasiques du Sirac et de Crupillouse devaient se trouver, avant le chevauchement, sensiblement à la même altitude, on peut calculer que la composante horizontale du déplacement, selon un plan à 50°, nécessaire pour amener le Sirac, depuis l'altitude moyenne présumée du substratum de Vallonpierrre, jusqu'à son altitude actuelle, est d'au moins 2 km. Cette valeur constitue une limite inférieure de l'amplitude du chevauchement. Elle correspond à l'hypothèse que la surface anté-triasique se trouverait à peine plus haut que le sommet du Sirac ; mais son altitude réelle (virtuelle en raison de l'érosion), bien sûr inconnue, peut être très nettement supérieure.

2 - Synclinal du glacier de Surette

En fait, il s'agit de la prolongation vers l'Est du synclinal du Pic Gazonné, matérialisée par des affleurements peu étendus de terrains triasico-jurassiques conservés généralement en fond de vallon. Ce synclinal est fortement pincé, et de plus en plus déversé vers le Nord, quand on va vers l'Est. Vers 2 650 mètres d'altitude, le cristallin est en contact sur du Lias calcaire avec un pendage de 60 à 70° vers le Sud. Plus haut, en rive gauche du glacier de Surette, le Pic du Loup repose sur des schistes selon un plan N 70° 55° S. Plus haut encore, les schistes bien visibles en versant ouest du Col du Loup semblent passer en tunnel sous la Pointe de Malamort (3 334,7 m), alors que le synclinal ne franchit la crête de la Brèche des Trois Dents que sous forme de suture inclinée à 45° vers le Sud. Les schistes réapparaissent en versant nord de la crête de Malamort, où ils jalonnent un accident très plat, parfaitement visible dans la topographie

* - P. VIALON (communication orale) pense qu'il n'y a en fait, peut-être pas une surface de chevauchement unique, mais plusieurs plans de failles ou de chevauchements qui se relaient.

La disposition presque systématiquement oblique par rapport à l'axe du synclinal, des affleurements du vallon de Chabournéou, qui correspondent donc vraisemblablement à des plis en échelons, tendrait à prouver que le synclinal de Surette a joué en décrochement dextre (fig. 53) ; ce qui est parfaitement en accord avec le sens de déplacement du Sirac vers l'Ouest, prouvé par son chevauchement.

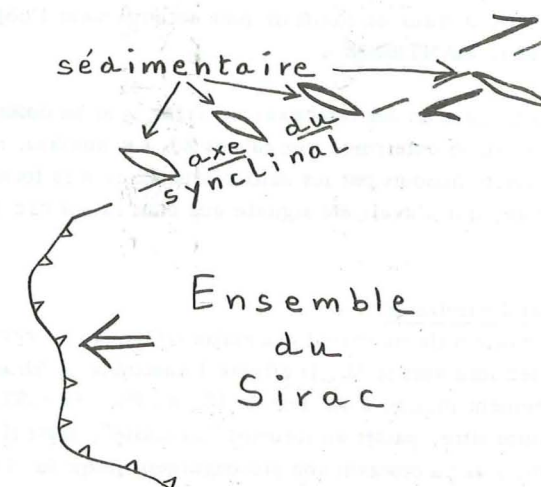


Figure 53 - Décrochement dextre du synclinal de Surette -

Remarques

a) - L'affleurement, très important, situé à l'Ouest du pic du Loup (Signal 2 939) mérite qu'on s'y attarde quelque peu. Les terrains sédimentaires y apparaissent en effet avec plus de 100 m d'épaisseur, apparemment en place sur des migmatites granitoïdes recouvertes d'un enduit de couleur lie de vin, et parcourues par de nombreux filonnets de quartz et calcite.

Le Trias est représenté par des grès grossiers (à éléments de quartz anguleux pouvant atteindre 1 cm), des schistes gréseux, des calcaires dolomitiques contenant souvent des grains de quartz et des spilites. Le Lias comprend des calcaires massifs en bancs de plusieurs mètres d'épaisseur, à patine blanche, très riches en Gryphea arcuata. On est donc en présence de Sinémurien et il faut souligner que cet affleurement est l'un des rares de tout le massif des Ecrins-Pelvoux où une formation sédimentaire ait pu être datée avec précision et certitude. Ces faciès de calcaires néritiques sont extrêmement différents de ceux du Lias calcaire de Vallonpierrre (calcaire gris en bancs décimétriques séparés par des lits marneux) malgré la distance assez faible, 3 km, qui les sépare actuellement.

b) - Différentes raisons incitent à penser que dans le secteur situé au Sud du pic du Loup ; on ne doit pas être bien loin de la surface anté-triasique.

- Les affleurements de sédimentaires sont importants : Signal 2 939, 30 mètres de Trias dans la brèche au Sud du Pic du Loup, large bande de grès et dolomies en versant sud est du Col du Loup.

- Le cristallin est parcouru par d'innombrables microfissures à quartz, calcite, épidote, chlorite. Au sommet du Pic du Loup, des poches décimétriques de formes irrégulières sont remplies de calcite.

- Aux abords de la Brèche des Roux et du col du Sirac, les migmatites contiennent en abondance, des petits cubes de pyrite de 1 à 4 mm ; de nombreuses fractures sont minéralisées en quartz, calcite, sidérose, pyrite.

- Partout, la surface du cristallin est de couleur rouille ou lie de vin, analogue à celle du socle de la série du Signal 2 939.

- Argument morphologique enfin : le grand plan incliné occupé par le glacier du Loup, qui s'élève régulièrement vers l'Ouest jusqu'à la crête Col du Sirac - Brèche des Roux, semble représenter le vestige d'une surface de socle, analogue au plateau sommital du Pelvoux, auquel J. VERNET également compare le glacier du Joëlme.

c) - Les lambeaux de Trias-Lias profondément insérés dans le cristallin en rive droite du vallon de Chabournéou, entre 2 100 et 2 200 mètres d'altitude (lieu-dit "Les Roux") sont particulièrement remarquables sur le plan minéralogique. C'est à cet endroit qu'a été découverte une espèce minérale nouvelle, la pierrotite, de formule $Tl_2(As, Sb)_{10}S_{17}$ (GUILLEMIN et al., 1970). On peut trouver en outre, dans une gangue de quartz et barytine, principalement : pyrite, stibine, blende, réalgar et orpiment, pharmacosidélite, smithite, valentinite (R. PIERROT et al., 1970). D'autres minéraux de thallium font actuellement l'objet d'une étude détaillée par une équipe du B.R.G.M. (Z. JOHAN et J. MANTIENNE).

Sur les parois de cavités situées dans un des lambeaux de Trias, j'ai pu observer de très belles concrétions ; il s'agit de gypse très pur (échantillon SL 48 déterminé aux rayons X). Ce minéral, redéposé en surface, provient vraisemblablement de gypse ou d'anhydrite dissouts par les eaux circulant dans la formation. Sa présence serait alors le signe de l'existence de Trias salifère, qui n'avait été signalé que dans la bordure du massif du Pelvoux.

3 - Synclinal d'Ailefroide

Accident majeur de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, il prend son extension maximale au niveau d'Ailefroide, mais se prolonge assez loin vers le SE. Il affecte l'ensemble du Sirac.

C'est un véritable chevauchement incliné à 45° vers le SE. A. PECHER (1970), modifiant le tracé proposé par J. VERNET (1966), le faisait, à juste titre, passer au lieu-dit "La Casse", mais il l'arrêtait sur l'arête sud est de la Pointe de Malamort, vers 2 950 m. J'ai pu observer son prolongement jusqu'au niveau du Col du Loup en Champoléon.

Aucun lambeau de terrains sédimentaires ne jalonne cet accident, qui se traduit par un broyage du cristallin, transformé sur, parfois, plus de 10 mètres d'épaisseur en brèches et mylonites. Cette suture est fort bien marquée dans la topographie par deux profonds ravins situés dans le vallon de Chanteloube, de part et d'autre du Saut des Trois Pierres, où l'orientation de l'accident est N 36° 45' E. La zone broyée se retrouve dans les affleurements situés au pied de la face nord de la Pointe de Chanteloube, avec une orientation approximative de N 30° 50' E. C'est un peu à l'Est du Col du Loup en Champoléon que l'accident, orienté N 25° 60' E, s'observe une dernière fois avant de disparaître sous le glacier de la Pierre.

Je ne l'ai pas retrouvé plus au Sud. Il semble qu'il y ait un amortissement qui s'annonçait déjà, du Nord au Sud, par la réduction progressive des lambeaux sédimentaires, et par un relèvement du pendage de l'accident. A moins que celui-ci ne se poursuive à travers les "Terres Rouges" pour aller se raccorder au chevauchement du Sirac...

Remarques

Il faut peut-être mettre en relation ces accidents (synclinaux de Surette et d'Ailefroide, "Chevauchement du Sirac") avec le "hiatus sud-pelvousien" (GRATIER et al., 1973). Les terrains cristallins du Sirac ne représenteraient alors qu'une vaste amygdale le long de cet accident majeur (P. VIALON, communication orale).

SIXIEME PARTIE

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

SIXIEME PARTIE - ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

L'étude pétrographique et structurale a permis de mettre en évidence un certain nombre de phénomènes métamorphiques, migmatitiques et tectoniques. Ces événements ont pu être situés les uns par rapport aux autres, mais pour tout ce qui précède ce que j'ai considéré comme hercynien, aucune indication chronologique n'a été fournie.

Les méthodes de géochronométrie absolue sont seules en mesure d'apporter des indications sur la place dans le temps de certains des phénomènes définis. J'ai fait appel à la méthode de datation au plomb total sur les zircons mise en œuvre à l'Institut Dolomieu de Grenoble (J.B. STORET, 1968 ; G. VIVIER, 1971)

1. - OPERATIONS REALISEES

a) - Prélèvement

L'observation d'une roche en lame mince est indispensable avant le prélèvement de l'échantillon géochronologique correspondant ; elle a pour but principal de déterminer la quantité de roche à prélever, en fonction de sa teneur estimée en zircons. Cette étude est particulièrement importante en terrain accidenté de haute montagne, où tous les échantillons devront être transportés sur un parcours long et parfois difficile. Il convient, en effet, de prendre suffisamment de roche pour obtenir une quantité de zircons utilisable, sans toutefois surcharger inutilement. Or, les teneurs en zircons des roches, toujours faibles, sont très diverses. Dans les formations métamorphiques étudiées, les teneurs utiles * varient de $1,3 \cdot 10^{-6}$ à $38,4 \cdot 10^{-6}$. Par conséquent, pour les roches les plus pauvres, si l'on voulait récupérer la quantité minimale idéale de 80 mg (G. VIVIER, 1971), il faudrait prélever plus de 60 kg de roche ; alors que pour une roche telle que SM 61, 2,5 kg ont été suffisants. Le tableau ci-dessous indique les teneurs en zircons des différentes roches échantillonnées.

Nature	n°	X	Y	Z	poids roche kg	poids zircon mg	teneur utile
Gneiss œillé de Vallon Clos	PL 8B	912,26	285,35	2 350	15,6	40	$2,6 \cdot 10^{-6}$
Amphibolite	PM 92	913,12	284,05	2 675	6,0	25	$4,2 \cdot 10^{-6}$
Migmatite	SK 32	914,90	287,86	2 720	5,3	150	$28,3 \cdot 10^{-6}$
Anatexite	SK 511'	916,29	287,01	2 705	6,4	170	$26,8 \cdot 10^{-6}$
Migmatite granitoïde granitoïde	SL 310	914,76	286,54	2 070	40	170	$4,2 \cdot 10^{-6}$
Migmatite rubanée sombre	SL 411'	915,48	286,14	2 310	55,6	48	$8,7 \cdot 10^{-6}$
Gneiss ocellaire	SM 2A	913,34	285,75	2 230	11,5	100	$8,7 \cdot 10^{-6}$
Migmatite œillée	SM 61	917,76	285,10	2 640	2,5	96	$38,4 \cdot 10^{-6}$
Gneiss ocellaire	SN 36'	914,02	284,33	3 300	6,7	80	$12,0 \cdot 10^{-6}$
Amphibolite	SN 313	914,84	284,99	2 640	13	17	$1,3 \cdot 10^{-6}$
Gneiss ocellaire	SN 64	917,90	284,40	2 595	2	26	$13,0 \cdot 10^{-6}$
Migmatite rubanée	SN 7A	918,28	284,78	2 295	3,4	48	$14,3 \cdot 10^{-6}$
Gneiss ocellaire	SO 211'	913,71	283,74	3 222	4,8	75	$15,6 \cdot 10^{-6}$

* Teneur utile = poids de zircon effectivement recueilli / poids de l'échantillon prélevé ; étant donné qu'une certaine partie du zircon est perdue lors des opérations de broyage, de tamisage et de tri, la teneur réelle de la roche peut être nettement supérieure à la teneur utile.

La suite des opérations effectuées est (pour mémoire) :

b) - Broyage b) - Broyage

Opérations effectuées par moi-même (broyeurs à mâchoires et à boulets).

c) - Tamissage-lavage

Opérations effectuées par MM. M GIROUTRU et R. PERRIN.

d) Concentration et séparation des zircons

Opérations effectuées par M. J. COCHET.

e) - Préparation des zircons et enregistrements

Opérations effectuées par M. G. VIVIER.

f) - Dépouillement des diagrammes

Effectué par moi-même, ainsi que les calculs d'âges, faits à la machine sur un programme de calcul mis au point par M. G. VIVIER.

2. - RESULTATS

Pour chaque roche, quelques rappels pétrographiques, nécessaires lors de l'interprétation, seront donnés avec l'âge obtenu.

- Gneiss œillé de Vallon Clos PL 8B

Nature : équivalent des orthogneiss de Crupillouse = ancien granite porphyroïde.

Transformations subies : orthogneissification + migmatisation faible + écrasement.

Zircons : subautomorphes, assez allongés
tailles observées : L = 30 à 80 microns
non zonés
référence laboratoire Z 55

Age : 671 ± 54 MA

- Amphibolite PM 92

Nature : ancienne roche volcanique basique (andésite)

Transformations subies : deux migmatisations, dont la deuxième d'intensité très forte (homogénéisation complète de la roche) structure granoblastique).

Zircons : subautomorphes
tailles observées jusqu'à 100 microns
référence laboratoire Z 43

Age : 433 ± 9 MA

- Migmatite SK 32

Nature : échantillon provenant des migmatites "du Pigeonnier", contigues aux formations du Sirac, au Nord du synclinal de Surette.

Transformations subies : deux migmatisations, dont la dernière, très intense, donnant un faciès granitoïde.

Zircons : cristaux toujours très fortement arrondis et fracturés, manifestement détritiques, à l'exception des plus petits ; certains petits zircons, automorphes, sont liés à la cordiérite de phase II ;
tailles observées : L = 40 à 150 microns ;
jamais zonés
référence laboratoire : fraction 0,040-0,080 Z 58
fraction 0,080 Z 59

Âges : Z 58 = 494 ± 27 MA

Z 59 = 738 ± 51 MA

- Anatexite SK 511'

Nature : roche très homogène à structure granoblastique

Transformation subie : au moins migmatisation II, très intense

Zircons : rarement automorphes et donc d'origine détritique
tailles jusqu'à 150 microns
non zonés
référence laboratoire Z 45

Age : 442 ± 10 MA

- Migmatite granitoïde SL 310

Nature : roche assez claire à texture nébulitique

Transformation subie : au moins migmatisation II forte

Zircons : non automorphes
tailles observées jusqu'à 120 microns
non zonés
référence laboratoire Z 40

Age : 488 ± 14 MA.

- Migmatite rubanée sombre SL 411'

Nature : roche sombre à grain fin, à texture stromatitique

Transformations subies : migmatisation I (+ migmatisation II très faible)

Zircons : jamais automorphes, toujours arrondis ; manifestement détritiques ; situés généralement dans les lits micacés ;
tailles observées : L = 30 à 120 microns ;
non zonés ;
références laboratoire : fraction 0,040-0,080 Z 46
fraction 0,100-0,125 Z 47

Âges : Z 46 = 737 ± 69 MA

Z 47 = 764 ± 22 MA

- Gneiss ocellaire SM 2A

Nature : métagrauwacke (voir analyse chimique SM 21, roche identique)

Transformations subies : migmatisation I et II faibles

Zircons : fortement "roulés", jamais automorphes, donc détritiques ;
tailles observées L = 20 à 110 microns ;
non zonés ;
référence laboratoire Z 51

Age : 798 ± 72 MA

- Migmatite œillée SM 61

Nature : voir analyse chimique ; ségrégation entre paléosome de gneiss biotitique et mobilisat quartzo-feldspathique ;

Transformation subie : migmatisation II assez marquée ;

Zircons : la plupart des cristaux sont arrondis et craquelés ; certains, de petite taille, automorphes, donnent dans les biotites des halos pléochroïques
jamais zonés

tailles observées jusqu'à 170 microns ;
référence laboratoire Z 39

Age : 535 \pm 15 MA

- Gneiss ocellaire SN 36'

Nature : méta-grauwacke

Transformations subies : migmatisations I et II faibles ;

Zircons : les plus grands sont fortement arrondis, les autres peuvent être automorphes ;
tailles observées jusqu'à 130 microns ;
jamais zonés ;
référence laboratoire Z 56

Age : 665 \pm 49 MA

- Amphibolite SN 313

Nature : ancienne formation volcanique basique (basalte-andésite)

Transformation subie : au moins migmatisation II assez marquée ;

Zircons : automorphes, parfois inclus dans des amphiboles ;
tailles observées jusqu'à 110 microns
non zonés
référence laboratoire Z 37

Sphènes : le plus souvent automorphes et de grandes tailles (jusqu'à 0,4 mm) ;
référence laboratoire Z 38 (méthode au plomb total)

Ages : sur zircon Z 37 = 738 \pm 29 MA
sur sphène Z 38 = 675 \pm 19 MA

- Gneiss ocellaire SN 64

Nature : méta-grauwacke (voir analyse chimique)

Transformations subies : migmatisation I faible, migmatisation II nulle ;

Zircons : presque tous détritiques car très fortement arrondis ; quelques cristaux automorphes très petits dans les biotites
avec halos pléochroïques ;
tailles observées L de 15 à 100 microns ;
non zonés ;
référence laboratoire Z 49

Age : 771 \pm 82 MA

- Migmatite rubanée SN 7A

Nature : roche très claire, à chimisme granitique (voir analyse)

Transformations subies : migmatisations I et II marquées

Zircons : détritiques ;
tailles observées jusqu'à 100 microns ;
non zonés
référence laboratoire Z 48

Age : 487 \pm 43 MA

- Gneiss ocellaire SO 211'

Nature : méta-grauwacke très micacé ;

Transformation subie : phase I, migmatisation II nulle

Zircons : le plus souvent fortement arrondis ; quelques petits cristaux automorphes dans les biotites
(une seule génération)

tailles observées jusqu'à 120 microns
référence laboratoire Z 57

Age : 620 \pm 43 MA



3. - INTERPRETATION (fig. 54, p.102)

Il convient tout d'abord de faire quelques remarques préliminaires :

- comme l'a montré l'étude pétrographique, de nombreux zircons ayant un aspect "roulé" ont une origine détritique et sont donc hérités de formations plus anciennes. L'âge obtenu sera alors supérieur à celui de la formation de la roche ;

- par contre, les zircons, bien que considérés en général comme assez résistants à de nouvelles conditions de températures et pressions, ont pu recristalliser lors de phases métamorphiques et/ou migmatitiques importantes. Dans ce cas, ils ont perdu une partie ou la totalité de leur plomb radiogénique, et sont donc ainsi partiellement ou totalement "rajeunis". L'âge obtenu est donc inférieur à l'âge réel de la première cristallisation du zircon. Par contre, aucun phénomène autre que le temps ne peut "vieillir" un zircon.

- une phase métamorphique ou migmatitique peut fort bien ne pas rajeunir d'anciens zircons, mais donner naissance à de nouveaux zircons de même granulométrie. La mesure radiométrique du mélange de ces deux générations fournira un âge intermédiaire.

De la sorte, étant donné que l'essentiel des schistes cristallins et des migmatites du Sirac est d'origine volcano-détritique, on aura des âges s'étalant entre ceux des zircons détritiques peu ou pas rajeunis, et ceux de zircons complètement recristallisés lors de la dernière phase migmatitique.

Une exception intéressante doit tout de suite être signalée, celle de l'amphibolite SN 313. Etant donné qu'il s'agit d'une ancienne roche volcanique basique, on peut penser que les mesures effectuées sur ses zircons et ses sphènes, qui ne peuvent être détritiques, fournissent, si ceux-ci n'ont pas été rajeunis, l'âge de la mise en place de la roche. Si c'est bien le cas, l'âge de 738 \pm 29 MA obtenu sur les zircons est aussi celui du dépôt des formations dans lesquelles l'amphibolite est interstratifiée. Toutefois, il faut rappeler que cet âge a été obtenu sur seulement 17 mg de zircons, et que sur le diagramme correspondant, les pics d'U, de Th, et surtout de Pb sont peu nets par rapport au bruit de fond. Aussi, l'erreur absolue entraînée par l'imprécision de la mesure des pics dépasse certainement les 29 MA calculés. En fait cette critique de l'âge obtenu sur ces zircons doit être tempérée, du fait que celui mesuré sur les sphènes (quantité : 250 mg) n'en est pas très éloigné : 675 \pm 19 MA.

Cet âge est un âge minimum en raison du rajeunissement possible des minéraux ; mais, vis à vis de la méthode au plomb total, c'est un âge maximum, puisqu'on ne tient compte de la présence possible que de 0,5 % de plomb primaire, teneur qui peut être plus forte.

En définitive, je pense qu'on peut raisonnablement avancer la valeur de 700 MA comme ordre de grandeur de l'âge du dépôt des formations volcano-détritiques du Sirac. On est donc là très nettement dans le Précambrien.

Huit autres âges précambriens (de 620 à 798 MA) ont été obtenus sur des zircons détritiques, extraits en particulier des gneiss ocellaires, qui ont subi un rajeunissement sans doute faible lors de la première et/ou de la deuxième phase métamorphique et migmatitique. Dans la migmatite rubanée sombre SL 411', les deux fractions de zircons ont des âges très voisins (764 et 737 MA), les plus petits étant les plus rajeunis, mais de peu.

Dans la migmatite du Pigeonnier SK 32, seuls les plus gros zircons, tous détritiques, ont un âge ancien (738 \pm 51 MA) voisin de celui des zircons des gneiss ocellaires.

Quant aux zircons du gneiss ocellé de Vallon Clos PL 8B, qui est un ancien granite, ils ne peuvent être détritiques. Par contre, ils ont pu (et vraisemblablement dû) être rajeunis. L'âge obtenu (671 \pm 54 MA) serait donc l'âge minimum des formations de Vallon Clos, et donc de Crupillouse.

Un second groupement de six âges échelonnés entre 535 et 433 MA se détache nettement sur le tableau (fig. 57, p. 102). Il correspond, à mon avis, à un rajeunissement plus ou moins prononcé, dû à la seconde migmatitisation, qui a été plus ou moins intense.

Dans l'anatexite SK 511' et l'amphibolite migmatitique PM 92, où tous les minéraux ont recristallisé, le rajeunissement est maximum, probablement total, et les deux âges pratiquement identiques (442 et 433 MA) datent vraisemblablement la deuxième et dernière migmatitisation.

Dans les migmatites SL 310 et SN 7A, la migmatitisation II est encore assez nettement marquée mais la recristallisation n'y est pas complète ; d'où des âges un peu plus vieux (488 et 487 MA).

Il en est de même pour les petits zircons de la migmatite SK 32, en partie détritiques, et en partie automorphes, ceux-ci étant dus à la migmatitisation II puisque souvent liés à la cordiérite ; ils donnent un âge de 494 ± 27 MA. Cet âge est intermédiaire entre celui des zircons détritiques de la même roche (738 MA) et celui des zircons contemporains de la deuxième migmatitisation. Celle-ci est donc obligatoirement postérieure, et sans doute assez nettement, à 494 MA. Je pense qu'on peut la fixer à 430-440 MA, âge obtenu sur les deux roches ayant complètement recristallisé lors de cet épisode (SK 511' et PM 92).

Quant à la migmatite œillée SM 61, où la seconde migmatitisation est peu poussée, l'âge obtenu de 535 MA tend à montrer que le rajeunissement n'a été que très partiel.

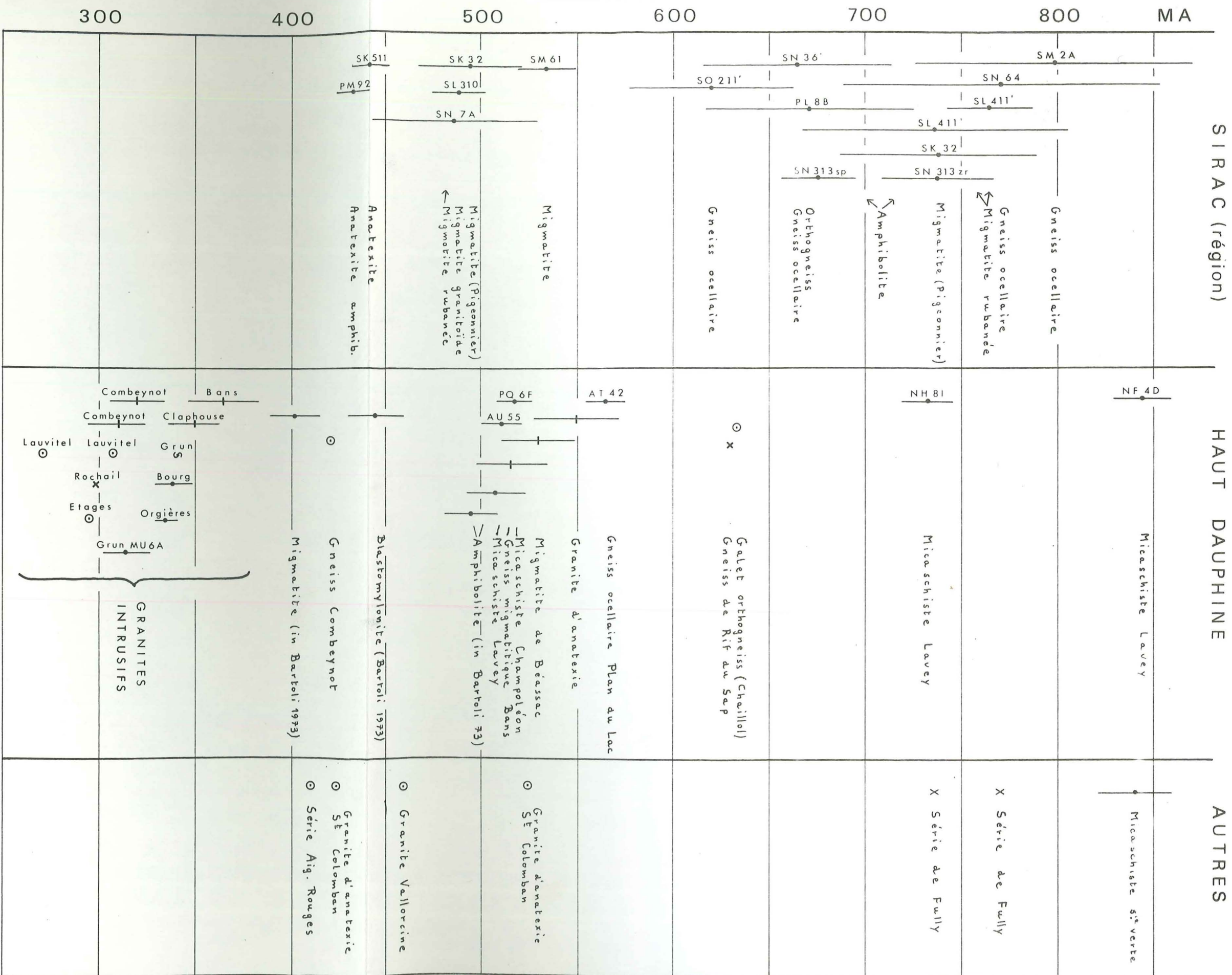
En définitive, on voit que les résultats obtenus par la méthode au plomb total, qui ne semble pas jouir d'un très grand crédit auprès de certains pétrographes, sont parfaitement en accord avec les observations pétrographiques. En particulier, les zircons apparaissent d'autant plus jeunes que les phénomènes migmatitiques qui ont repris leurs roches-hôtes ont été plus intenses. De plus, deux roches semblables ayant subi les mêmes phénomènes, avec la même intensité, ont des âges très voisins, voire identiques. Enfin, les âges obtenus pour la région du Sirac sont tout à fait comparables à ceux donnés par différents auteurs pour le reste du massif des Ecrins-Pelvoux, ainsi que pour d'autres massifs cristallins externes (voir plus loin : conclusions générales). Tous ces faits sont des arguments en faveur de la fiabilité de la géochronométrie par la méthode au "plomb total".

En résumé, on retiendra de l'étude qui précède les indications géochronologiques suivantes :

- le socle ancien dont l'érosion a fourni les matériaux détritiques, dont les zircons, à la sédimentation volcano-déritique initiale peut avoir jusqu'à 850 MA ;
- l'âge du dépôt des formations volcano-détritiques à l'origine des schistes cristallins du Sirac est de l'ordre de 700 MA, donc encore franchement précambrien ;
- la dernière migmatitisation semble calédonienne, et plus précisément taconique : âge autour de 430-440 MA.

Figure 54. Ages «plomb total» dans des massifs cristallins externes

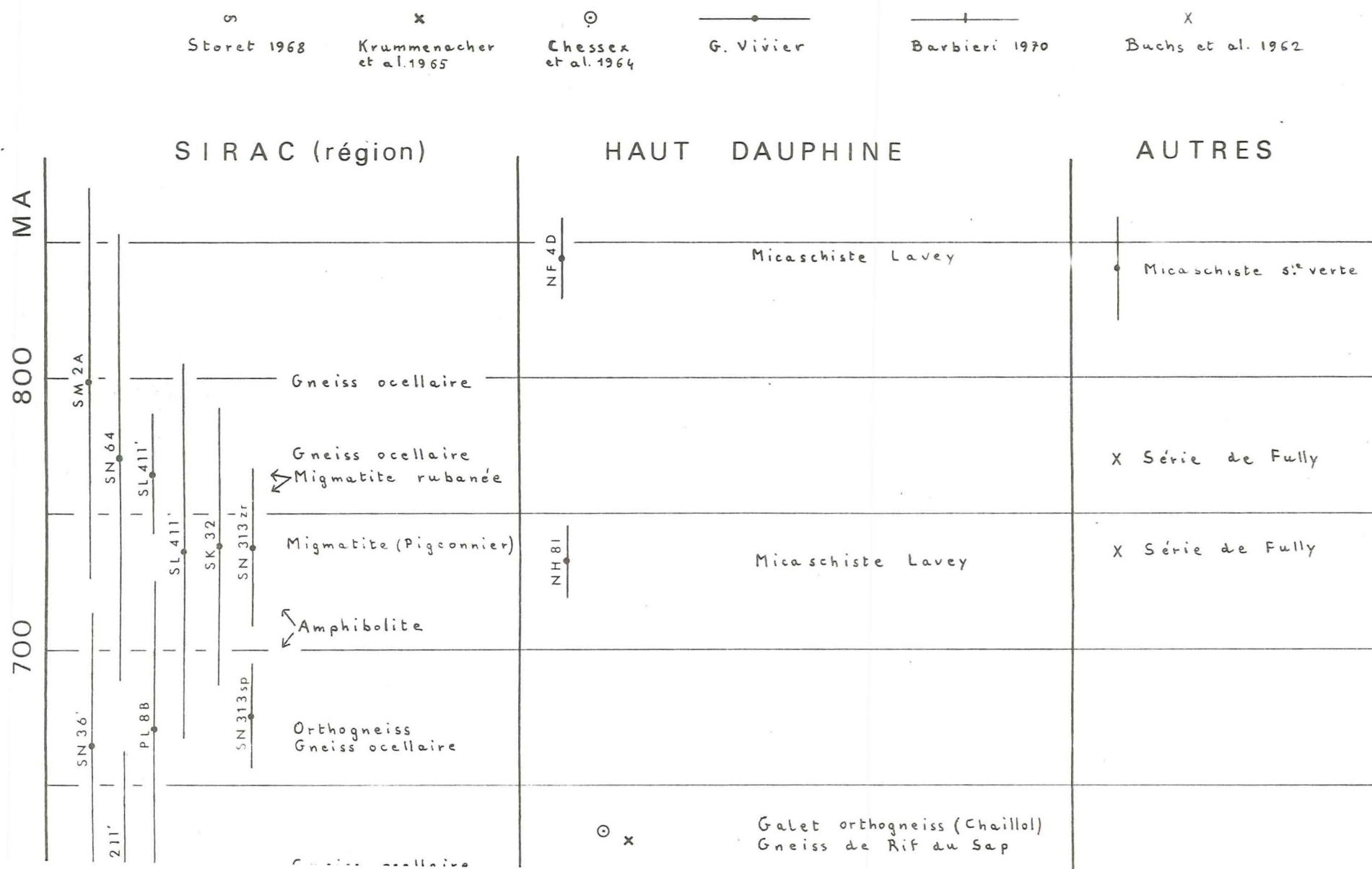
S
X
⊙
—
—
X
 Storet 1968 Krummenacher Chessex G. Vivier Barbieri 1970 Buchs et al. 1962
 et al. 1965



SEPTIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

Figure 54. Ages «plomb total» dans des massifs cristallins externes



SEPTIEME PARTIE - CONCLUSIONS GENERALES

En résumé, de l'étude des formations du Sirac, on retiendra schématiquement la succession d'événements suivants :

Episode 1

Il y a environ 700 MA, l'érosion d'un vieux socle (âge possible jusqu'à 850 MA) de composition granitique (peut-être du type Crupillouse) et une activité volcanique basique concomitante, donnent naissance à un ensemble volcano-détritique. Celui-ci acquiert sa foliation lors d'une phase (pas encore datée) de métamorphisme de type "pression intermédiaire", accompagnée d'une migmatisation.

Episode 2

Dans le Sirac, aucun dépôt n'est lié à ce cycle ; mais, suivant d'assez près une phase de plissements méridiens, une nouvelle migmatisation, dans des conditions de haute température, affecte à des degrés variables, la totalité des formations existantes, qu'elle peut porter jusqu'à l'anatexie. Son âge serait de l'ordre de 430-440 MA.

Episode 3

Pas de dépôt dans l'ensemble du Sirac ; mais les formations "détritiques" de Dourmillouse semblent liées à ce cycle. Ces dépôts, probablement dévono-dinantiens, sont affectés par un métamorphisme de faciès schistes verts ainsi que les formations antérieures.

Dans le Sirac, l'activité magmatique hercynienne ne se manifeste que par quelques filons pegmatitiques.

Episode 4

Sédimentation importante débutant au Trias ; dans le "socle", mise en place d'abondants filons basiques. Un métamorphisme faible affecte les dépôts proprement alpins ainsi que des formations plus anciennes. La tectonique provoque écaillages et chevauchements.

On ne peut manquer d'être frappé par les ressemblances qui existent entre certains caractères des formations du Sirac, et ceux d'autres régions du massif des Ecrins-Pelvoux.

L'ensemble le plus directement comparable à celui du Sirac est l'ensemble de Claphouse (A. PECHER, 1970), qui lui est contigu au Nord Est. Il regroupe un certain nombre de faciès identiques à ceux du Sirac : gneiss biotitiques plus ou moins migmatisés, gneiss œillés, migmatites rubanées, et, en petits niveaux interstratifiés dans tout l'ensemble, des amphibolites. Le tout montre, comme dans le Sirac, deux phases métamorphiques ou migmatitiques. La dernière peut aboutir à la formation d'anatexites, de même nature que celles de Béassac, avec lesquelles les formations du Sirac sont en continuité dans le Nord du vallon de la Selle.

Mais d'autres formations comparables, en bien des points, à celle du Sirac ont été décrites, par exemple :

- formations de la Lavey et du Pigeonnier (P. LE FORT, 1971), au-dessus desquelles existent, contrairement au Sirac, une puissante formation amphibolique probablement liée au cycle II (amphibolites Lavey-Ailefroide-Col du Sellar);
- formations de la Meije, où des observations faites en compagnie de P. LE FORT et A. PECHER nous ont permis de voir une double migmatisation ; les gneiss du Doigt de Dieu, peu affectés par la deuxième, sont caractérisés au microscope par une structure cloisonnée (P. LE FORT et A. PECHER, 1971), tout à fait identique à celle visible dans les gneiss ocellaires du Sirac, bien qu'à plus petite échelle ; ces formations contiennent également des niveaux amphiboliques d'épaisseurs et de natures comparables à celles des amphibolites du Sirac.

Au-delà des analogies de faciès, on retrouve dans tout le massif des Ecrins-Pelvoux la même évolution métamorphique et migmatitique ; en particulier, deux migmatisations sont visibles dans un grand nombre de formations. Leurs caractéristiques thermodynamiques ont été évaluées par divers auteurs de la façon suivante :

Migmatisation I

A. PECHER type moyenne pression
1970 (Barrow)

$T = 600 \text{ à } 650 \text{ }^{\circ}\text{C}$

$P_s = 6,5 \text{ à } 8,5 \text{ Kb}$

$P_{H_2O} = 2 \text{ à } 4 \text{ Kb}$ (pour les

formations anhydres de Peyre Arguet)

A. PECHER 1970

C. GILLOT-BARBIERI
1970

P. LE FORT 1971

F. BARTOLI 1973

Migmatisation II

type haute température
(Abukuma)

$T = 650 \text{ à } 750 \text{ }^{\circ}\text{C}$

$P_s \approx 5,5 \text{ Kb}$

$P_{H_2O} \ll P_s$

$T \approx 680 \text{ }^{\circ}\text{C}$

$P_{H_2O} = 3 \text{ à } 4 \text{ Kb}$

$T \approx 660 \text{ }^{\circ}\text{C}$

$P \approx 3 \text{ Kb}$

$T = 660 \pm 30 \text{ }^{\circ}\text{C}$

$P_{H_2O} = 3,7 \text{ à } 6,1 \text{ Kb}$

avec $P_s \gg P_{H_2O}$

Les deux épisodes métamorphiques et migmatitiques identifiés dans le Sirac, le premier $P > 7,5 \text{ Kb}$
 $T = 620 \text{ à } 660 \text{ }^{\circ}\text{C}$

et le second $P \approx 3,5 \text{ Kb}$ ont des caractères semblables respectivement aux épisodes I et II, et il est raisonnable de
 $T \approx 680 \text{ }^{\circ}\text{C}$

penser qu'il s'agit bien des mêmes phénomènes. Cependant il faut souligner que la deuxième migmatisation, dite "principale" car très largement développée dans tout le massif, l'est au contraire beaucoup moins dans l'ensemble du Sirac ; c'est ce qui permet l'observation de très nombreux faciès I non transformés.

Comme dans le massif du Sirac, un plissement méridien accompagnant la seconde migmatisation a été mis en évidence par P. LE FORT (1971, page 155) et F. BARTOLI (1973, page 116).

Du point de vue de la géochronologie, les nombreuses mesures d'âges faites dans le Sirac confirment le rattachement d'une grande partie des formations du Haut-Dauphiné au Précambrien (P. LE FORT et al., 1969). Ces mesures (voir fig. 54, p. 102) sont en accord avec celles faites antérieurement sur d'autres formations analogues, dans l'ensemble des massifs cristallins externes. En particulier, on retrouve pour des zircons détritiques de la Lavey, de Belledonne ou même des Aiguilles Rouges (série de Fully) des âges très anciens, supérieurs à 700 MA.

L'âge de 633 MA indiqué par CHESSEX et al. (1964) pour un bloc d'orthogneiss de Crupillouse est peu différent de celui (671 \pm 54 MA) obtenu pour un gneiss de Vallon Clos.

Il est surtout intéressant de constater que la totalité des âges de formations métamorphiques sont supérieures à 400 MA. Comme il est très probable que les métamorphismes hercynien et alpin sont trop faibles pour faire recristalliser des zircons, on a là une limite intérieure de l'âge de la migmatisation principale. Il me semble que l'âge de 517 à 550 MA attribué par BARBIERI (1970) à la migmatisation principale est l'âge de zircons incomplètement réjeunés par cette migmatisation, puisque des mesures nombreuses faites sur des migmatites et anatexites de phase II donnent des âges nettement inférieurs. Il y a de bonnes raisons de penser que cette migmatisation date de 430-440 MA (soit de la phase taconique).

Il s'est donc écoulé un temps assez long entre cette migmatisation et la mise en place des granites hercyniens, datés de 271 à 365 MA.

Il faut signaler que toutes les mesures K/Ar et Rb/Sr, quelles que soient les formations datées, donnent des âges, au plus vieux, hercyniens ; certains sont même alpins.

A l'issue de cette étude, un problème reste en suspens : celui de la place des gneiss œillés de Crupillouse dans cette histoire. Les interprétations possibles sont nombreuses.

On a vu que rien ne s'opposait, sur le plan du chimisme, à ce que les gneiss de Crupillouse soient à l'origine des termes détritiques des formations du Sirac. Dans ce cas, ils ont donc été affectés par les mêmes phénomènes que ces dernières.

Dans l'hypothèse où l'ancien granite porphyroïde de Crupillouse-Vallon Clos ne constituerait pas le socle de la série I, il pourrait être intrusif dans celle-ci (P. LE FORT, 1971) et son âge de 633-671 MA serait alors un âge non "rajeuni". Mais dans le laps de temps relativement court qui séparerait cette intrusion du dépôt de ses formations encaissantes il semble difficile de placer le métamorphisme I. Il faudrait alors envisager que le granite de Crupillouse ait été intrusif dans un bâti non métamorphique, ce qui n'est pas invraisemblable. Il faut alors attribuer les deux phases de transformation ayant affecté les formations de Crupillouse, orthogneissification et migmatisation, respectivement aux épisodes I et II.

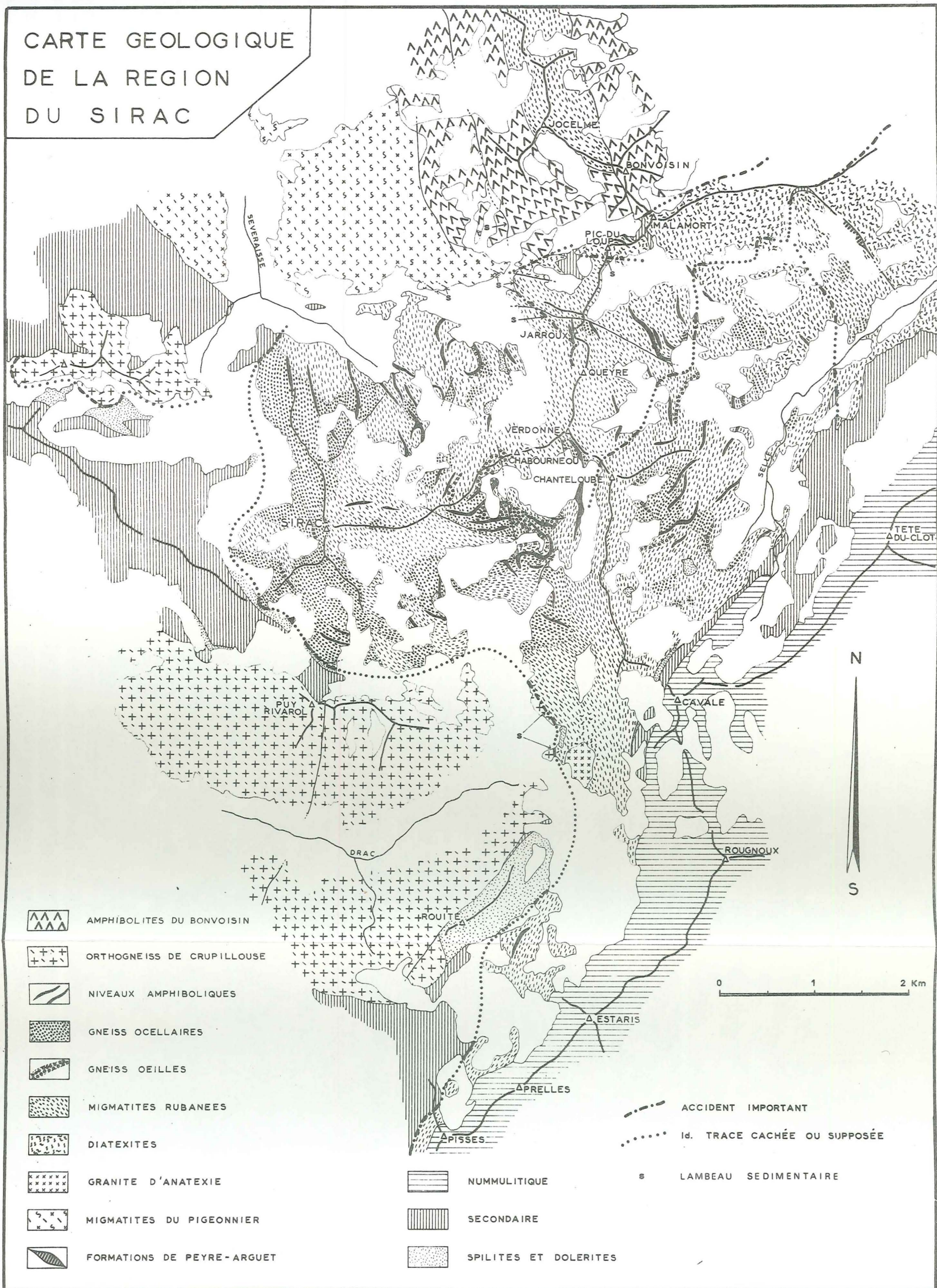
Le granite de Crupillouse peut également être syntectonique. Son âge daterait alors l'épisode I. L'orthogneissification pourrait alors correspondre à une première phase de l'épisode II.

Enfin, on peut envisager que l'âge de 671 MA est trop élevé (ou bien l'âge de l'ordre de 700 MA attribué aux formations du Sirac est trop jeune) et que la mise en place du granite porphyroïde est postérieure au premier épisode métamorphique, et les transformations importantes qui l'affectent ultérieurement appartiennent toutes deux à l'épisode métamorphique et migmatitique principal.

Le choix entre ces différentes hypothèses, également probables dans l'état actuel des connaissances, ne pourra être fait qu'après avoir étudié de façon détaillée un certain nombre de questions qui pourraient constituer le point de départ d'intéressantes recherches :

- âge de la migmatisation I. Il est peut-être déterminable par une campagne de géochronologie portant principalement sur des échantillons fortement migmatisés lors de la phase I et non touchés par la migmatisation principale ;
- âge des gneiss œillés de Crupillouse. Il serait à déterminer sur les faciès les moins migmatisés lors de la phase II ;
- précisions sur l'âge des formations du type Sirac, Claphouse, Doigt de Dieu ;
- comparaison de certains faciès œillés avec ceux de Crupillouse éventuellement par la géochimie des éléments-traces ; s'il y a équivalence : étude détaillée de leurs relations avec l'encaissant ;
- étude très précise des transformations ayant affecté le granite porphyroïde de Crupillouse et évaluation des conditions P, T de chaque phase, pour comparaison avec celles connues ailleurs.

CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU SIRAC

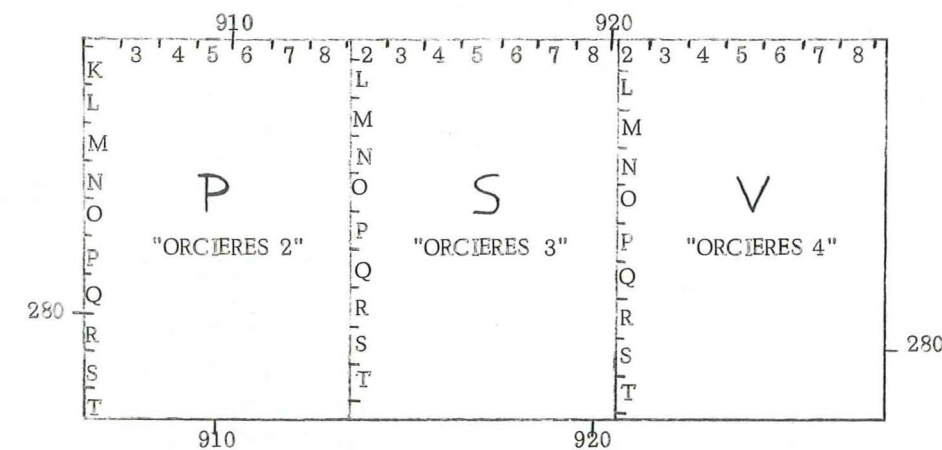


I. Numérotation des échantillons

J'ai adopté le système très pratique de numérotation utilisé par P. Le Fort (1971). Chaque échantillon est désigné par un groupe de quatre ou cinq lettres ou chiffres.

- La première lettre désigne une ou plusieurs cartes au 1/20 000 .
- La seconde lettre désigne l'ordonnée, comptée du Nord au Sud, du carré du quadrillage Lambert dans lequel est prélevé l'échantillon.
- Le chiffre qui suit est l'abscisse de ce carré, comptée d'Ouest en Est.
- Enfin un nombre (échantillon en place) ou une lettre (échantillon non en place) est attribué dans l'ordre chronologique de prélèvement dans le kilomètre carré considéré.

Exemple : SN 338 S carte "Orcières N° 3"
N 284 y 285
3 914 x 915
38 trente-huitième échantillon prélevé dans le carré N3 .



Assemblage des cartes utilisées.

II. Analyses chimiques

Trois procédés d'analyse ont été utilisés.

a) Spectrométrie d'émission à lecture directe (quantomètre A.R.L.)

Les analyses ont été faites au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Nancy, sous la direction de Govindaraju . Elles portent sur les éléments majeurs et les éléments-traces Ba, Co, Cu, Sr, V, Ni et Cr. En raison d'une importante pollution en Ni et Cr due au broyage, les teneurs mesurées pour ces éléments n'ont pas été reportées. Les valeurs approximatives des écarts-types pour les éléments majeurs sont les suivantes :

$\text{SiO}_2 \pm 0,70$ $\text{Al}_2\text{O}_3 \pm 0,30$ $\text{Fe}_2\text{O}_3 \pm 0,10$ $\text{MnO} \pm 0,015$ $\text{MgO} \pm 0,30$ $\text{CaO} \pm 0,25$ $\text{Na}_2\text{O} \pm 0,20$
 $\text{K}_2\text{O} \pm 0,20$ $\text{TiO}_2 \pm 0,07$

b) Voie humide

Les dosages FeO et Fe_2O_3 ont été effectués à l'Institut Dolomieu par B. Uselle et F. Keller. Il convient de souligner que les teneurs en Fe_2O_3 de la plupart des échantillons, par rapport à FeO sont supérieures à la réalité en raison de la possibilité d'oxydation de Fe^{2+} lors du broyage aux anneaux.

c) Fluorescence X

Ces analyses ont été effectuées à l'Institut Dolomieu sous la direction de G. Vivier. Les valeurs de 2σ sont les suivantes : pour Rb, K et Ti $\pm 5\%$; pour Sr, Ca et Fe $\pm 10\%$

éch.	anal.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	total	Ba	Co	Cu	Sr	V	Fe ₂ O ₃	FeO	X	Y	Z
PL 813	34342	79,65	11,36	1,28	trac	0,35	0,10	2,76	3,76	0,24	1,18	100,68	410	10	10	084	<10	1,03	0,20	912,32	285,34	2330
PL 8A	34341	78,44	12,00	1,19	0,02	0,50	0,20	3,31	3,83	0,16	0,84	100,49	277	<10	10	104	<10	0,15	0,95	912,28	285,42	2380
PM 92	34312	83,06	16,45	7,05	0,10	3,43	5,68	2,71	2,11	1,25	2,09	98,93	832	20	<10	367	142	2,35	4,25	913,11	284,05	2730
SK 32	34343	65,81	14,87	5,85	0,06	2,68	0,49	2,67	3,42	0,90	2,50	99,25	809	10	34	151	93	2,55	3,30	914,90	287,86	2720
SK 72	34524	69,39	14,74	3,83	0,04	1,72	0,79	2,96	3,80	0,53	1,72	99,52	747	<10	<10	143	20	1,48	2,10	913,44	287,07	2545
SL 39	34344	62,72	16,17	6,43	0,07	3,41	1,22	3,92	2,14	1,03	2,61	99,72	730	19	19	253	122	1,65	4,30	914,78	286,60	2070
SL 73	34489	49,82	15,33	13,80	0,22	7,66	2,68	0,07	4,02	2,49	4,19	100,28	249	48	29	<10	268	5,55	7,80	918,68	286,30	2215
SL 73*	34345	77,08	12,19	1,59	0,02	0,59	0,20	2,85	4,51	0,24	0,92	100,19	327	10	10	99	<10	0,54	0,95	918,68	286,30	2215
SM 21	34525	66,68	14,45	5,86	0,08	2,44	1,76	2,43	1,86	0,78	2,37	98,71	683	<10	10	195	73	1,66	3,80	913,38	285,73	2240
SM 430	34349	72,60	12,86	2,27	0,05	0,94	0,64	2,95	4,93	0,36	1,09	98,69	643	10	<10	198	<10	0,87	1,25	915,38	285,88	2480
SM 61	34345	64,46	15,47	6,50	0,08	2,51	1,77	2,67	3,64	1,04	1,44	99,58	803	10	20	158	94	1,60	4,40	917,76	285,10	2640
SM 71	34347	72,37	13,82	2,96	0,06	1,23	0,84	3,02	4,09	0,51	1,27	100,17	405	10	10	158	10	0,96	1,80	918,14	285,12	2455
SM 72	34348	67,37	13,73	5,88	0,07	2,26	1,08	4,07	1,30	0,94	1,93	98,63	309	20	20	265	88	1,10	4,30	918,80	285,49	2060
SN 26	34351	65,81	15,02	5,93	0,07	2,37	2,08	2,74	3,49	1,03	1,19	99,73	845	20	10	198	79	1,53	3,95	913,98	284,03	3230
SN 313	34315	52,26	14,07	9,35	0,16	6,89	9,05	2,96	2,25	1,08	1,58	99,65	443	39	20	256	172	2,80	5,90	914,84	284,99	2640
SN 322	34356	74,54	12,75	2,37	0,03	0,99	0,79	3,01	4,06	0,38	1,14	100,06	494	10	10	124	<10	1,27	1,05	914,30	284,56	2950
SN 422	34304	65,05	15,43	6,45	0,08	2,34	1,47	2,77	2,72	1,02	2,33	99,66	903	20	29	195	68	2,25	3,75	915,56	284,48	3125
SN 51	34352	69,86	14,69	4,47	0,05	1,34	1,44	2,84	4,45	0,79	0,76	100,69	754	10	20	129	45	0,93	3,19	916,06	284,38	2790
SN 54	34313	52,12	15,21	10,60	0,16	5,50	7,46	3,05	1,54	1,86	1,85	99,35	275	39	34	368	299	2,65	7,20	916,58	284,58	2850
SN 56	34314	50,44	16,16	8,32	0,14	8,32	7,54	2,70	2,04	1,27	2,06	98,99	279	34	<10	215	186	2,32	5,40	916,31	284,22	2625
SN 62	34353	68,09	14,56	5,12	0,05	2,02	1,28	2,90	3,14	0,79	1,61	99,56	482	10	10	162	74	1,92	2,85	917,02	284,40	3101
SN 64	34354	68,35	14,64	4,95	0,07	2,23	1,83	3,39	3,12	0,77	1,09	100,44	321	20	20	168	94	2,70	2,05	917,90	284,40	2595
SN 71	34355	61,45	17,42	7,35	0,08	2,61	0,39	1,21	3,76	1,08	3,23	98,58	513	19	29	58	126	0,60	6,10	918,43	284,13	2280
SN 7A	34350	72,01	13,47	2,97	trac	0,94	0,59	3,80	4,49	0,53	0,95	99,75	867	10	10	129	20	0,52	2,20	918,28	284,78	2295
SP 31	34306	73,49	13,95	2,18	trac	0,79	0,84	3,23	4,41	0,30	1,09	100,28	673	10	<10	134	<10	1,15	0,95	914,92	282,81	2590
SP 6A	34305	63,33	15,47	6,85	0,09	3,43	1,76	2,78	2,94	0,98	2,12	99,75	641	10	29	220	108	1,90	4,45	917,60	282,51	2720
SQ 51	34307	71,05	14,31	2,37	0,02	0,79	0,74	2,82	5,38	0,63	1,32	99,43	918	<10	<10	148	<10	0,82	1,40	916,80	281,73	2100
SQ 61	34308	64,51	16,01	6,60	0,07	2,33	1,12	2,13	2,96	0,97	3,00	99,70	626	10	29	228	102	2,80	3,40	917,24	281,08	2190
SQ 61*	34309	74,90	12,34	2,76	0,03	0,35	0,64	3,40	3,12	0,20	1,32	99,06	306	10	<10	109	<10	0,60	1,95	917,24	281,08	2190
VO 6A	34310	67,75	14,96	4,50	0,07	1,47	0,98	2,99	4,01	0,70	2,24	99,67	929	10	<10	156	39	1,50	2,70	924,24	283,57	1700
VS 62	34311	65,11	15,49	6,08	0,07	2,55	1,13	2,87	2,99	0,90	1,94	99,13	696	10	20	211	83	2,08	3,80	924,08	279,63	1855
VT 71	34562	57,08	15,72	9,04	0,13	5,21	5,35	2,23	1,81	1,18	1,76	99,51	285	29	34	152	229	1,94	6,40	925,63	278,52	1435
SM 51	22306	66,70	14,75	5,86	0,08	1,95	2,44	2,54	3,07	0,80	2,27	100,46								916,58	285,10	3000
SN 31	02902	65,60	15,28	6,04	0,08	2,32	2,19	3,05	2,83	0,86	?	98,25								914,05	284,17	3440
SN 51	22307	71,30	13,70	3,14	0,03	1,18	0,64	3,00	3,98	0,45	1,67	99,09								916,28	284,65	2890
SN 54	22303	66,20	15,15	4,79	0,06	1,81	1,22	3,47	3,32	0,66	2,25	98,93								916,13	284,86	2960
SN 5A	?	57,90	17,05	6,52	0,10	4,57	4,18	3,80	1,80	0,93	2,61	99,46								916,28	284,65	2890
SN 5B	?	54,90	15,70	9,50	0,15	4,60	6,36	3,92	1,08	1,33	2,03	99,57								916,28	284,65	2890

Résultats des analyses chimiques

1. Analyses quantitatives et dosages FeO / Fe₂O₃ : voir le tableau, page ci-contre.

2. Dosages par fluorescence X.

Les résultats sont donnés en ppm pour Rb et Sr en g/100g de roche, pour Fe, Ti, Ca et K.

�ch. n�	Rb	Sr	Fe	Ti	Ca	K	X	Y	Z
PL 83	128/127	102/098	1,59	0,18	0,28	2,74	912,25	285,32	2340
PL 84	147/142	71/72	0,95	0,12	0,29	3,53	912,29	285,42	2380
PL 87	71/72	160/170	3,80	0,18	0,33	1,91	912,32	285,58	2340
PL 88	196/191	76/69	0,67	0,08	0,17	3,06	912,19	285,49	250
PL 813	175/176	56/58	1,08	0,12	0,13	3,21	912,32	285,34	2330
PL 8A	150/151	90/96	1,06	0,10	0,25	3,59	912,28	285,42	2380
PL 8B	155/148	68/68	1,53	0,15	0,32	3,98	912,26	285,35	2350
PN 68	121	148/147	2,47	0,59	0,45	2,53			
SM 21	39/39	190/184	4,09	0,53	1,00	1,29	913,38	285,73	2240
SM 2A	47/48	191/193	3,85	0,51	1,43	2,29	913,34	285,75	2230
SM 429	73/75	197/202	4,31	0,64	1,45	2,49	915,70	285,40	2960
SM 61	61/94	147/146	4,30	0,63	1,24	2,90	917,76	285,10	2640
SN 29	76/77	169/175	3,51	0,51	1,86	2,34	913,90	284,07	3190
SN 210	74/68	181/185	3,99	0,58	1,78	1,86	913,85	284,07	3180
SN 213	68/67	146/144	3,77	0,55	1,67	2,30	913,83	284,09	3150
SN 36	68/65	183/191	4,02	0,31	1,14	2,21	914,02	284,33	3300
SN 321	61/64	122/128	3,54	0,50	0,71	1,88	914,48	284,22	3400
SN 62	125/128	159/169	3,68	0,39	0,84	2,18	917,02	284,40	3101
SN 64	125/135	155/153	3,45	0,39	1,10	2,18	917,90	284,40	2595
SP 6A	89/83	211/204	4,55	0,57	0,93	2,00	917,60	282,51	2720
SQ 61	100/102	220/210	4,67	0,60	0,79	2,78	917,24	281,08	2190

III. Diffractionogrammes R.X.

a) Amphibole SL 63 (x = 91,7, 60 - y = 286,68 - z = 2720m)

d �	100 I/I ₁	h k l	d �	100 I/I ₁	h k l
9,025	7	020	2,710	22	151
8,393	100	110	2,598	8	061
5,096	< 5	130, 001	2,545	6	202
4,906	< 5	111	2,388	6	350, 400
4,511	8	040, 021	2,346	8	351
4,216	7	220	2,165	7	171, 261
3,885	< 5	131	2,047	< 5	081, 280
3,386	8	131	2,019	6	
3,281	20	240	1,897	6	
3,132	77	310	1,818	< 5	
2,942	9	221	1,652	7	
2,810	15	330	1,442	10	
2,742	< 5	421			

b) Muscovite PN 91 (x = 91,3, 20 - y = 283,98 - z = 2760m)

d �	100 I/I ₁	h k l	d �	100 I/I ₁	h k l
9,97	50	002	2,796	< 5	116
4,994	50	004	2,592	< 5	131
4,493	< 5	111	2,564	< 5	202
4,114	< 5	022	2,499	20	008
3,880	< 5	113	2,380	< 5	204
3,731	< 5	023	2,132	< 5	135
3,494	< 5	114	1,999	100	00, 10
3,331	90	006	1,666	< 5	20 10
3,203	< 5	114	1,646	< 5	139
2,994	< 5	025	1,499	< 5	060

c) Tourmalines

SM 32 x = 914,82 y = 285,46 z = 2350m
 SN 67 x = 917,74 y = 284,44 z = 2650m
 SN 52 x = 916,34 y = 284,06 z = 2590m

h k l	S M 32		S N 67		S N 52	
	d Å	100 I/I ₁	d Å	100 I/I ₁	d Å	100 I/I ₁
101	6,36	86	6,35	65	6,36	63
021	4,97	39	4,96	26	4,97	26
300	4,59	22	4,59	14	4,60	15
211	4,22	77	4,22	62	4,21	73
220	3,98	97	3,98	100	3,98	84
012	3,48	95	3,47	71	3,47	93
131	3,37	12	3,38	10	3,38	9
401	3,108	< 5	3,110	< 5	3,109	< 5
410	3,016	17	3,013	12	3,012	15
122	2,967	91	2,957	78	2,955	82
321	2,899	7	2,898	10	2,896	9
051	2,578	100	2,577	100	2,578	100
241	2,450	6	2,451	< 5	2,452	< 5
003	2,393	14	2,392	13	2,389	13
232	2,373	17	2,376	15	2,374	18
511	2,344	13	2,345	15	2,344	20
502	2,187	10	2,189	11	2,189	14
431	2,164	18	2,165	11	2,166	15
303	2,121	14	2,124	12	2,121	15
422	2,111	10	2,108	< 5	2,114	9
223	2,052	20	2,052	13	2,049	22
152	2,039	53	2,040	42	2,039	49
161	2,020	6	2,018	8	2,022	7
342	1,917	33	1,917	29	1,918	32
701	1,900	< 5	1,903	< 5	1,903	< 5
413	1,873	10	1,872	8	1,872	13
621	1,849	7	1,847	10	1,851	8
333/104	1,779	8	1,776	8	1,777	11
603	1,657	18	1,657	21	1,657	24
271	1,641	10	1,641	10	1,642	15
550	1,594	15	1,593	17	1,594	25
461	1,546	9	1,546	< 5	1,547	< 5
820	1,504	15	1,505	14	1,502	18
514	1,453	17	1,452	16	1,452	23

BIBLIOGRAPHIE

Abréviations utilisées : C.R.A.S = Compte-rendu à l'Académie des Sciences, Paris
 T.L.G. = Travaux du Laboratoire de Géologie, Grenoble

- ALTHAUS (E) 1967 The triple point andalusite-sillimanite-kyanite : an experimental and petrologic study. Contrib. Miner. and Petrol. , 16 , 29-44 .
- APRAHAMIAN (J) 1974 La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. T.L.G. tome 50 , 1974 , pp 5-15 .
- AUMAITRE (R) et BUFFET (G) 1973 Minéralogie, Pétrographie et Géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises occidentales). Thèse Grenoble .
- BARBIERI (A) 1970 Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux . Les granites .Aperçu sur la géochronométrie du massif . Thèse de 3° cycle . Grenoble .
- BARTOLI (F) 1973 Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (Massif du Pelvoux) . Thèse de 3^e cycle. Grenoble.
- BORDET (P) et CHAURIS (L) 1965 Triclinisme lié à une zone d'écrasement dans les feldspaths potassiques du granite de l'Aber Idut (Finistère) . Bull. Soc. fr. Minéral. et Cristall. 88 , pp527-528 .
- BOYD (F.R.) 1959 Hydrothermal investigations of amphiboles . In : Researches in Geochemistry . P.H. Abelson , editor John Wiley , New York pp 377-396 .
- BROUSSE (R) 1968 Précis de Géologie , tome 1 Pétrologie , Dunod éd.
- BUCHS (A), CHESSEX (R), KRUMMENACHER (D) et VUAGNAT (M) 1962 Ages "plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes . Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 42 , pp 295-305
- BURRI (C) 1964 Petrochemical calculations . Israel Program for Scientific Translation . Jerusalem 304 p.
- CHAYES (F) 1955 Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. J. Geol. USA 63 , pp 75-82.
- CHESSEX (R) , DELALOYE (M), KRUMMENACHER (D) et VUAGNAT (M) 1964 Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins . Bull. suisse Min. et Pétro. vol. 44 pp 43-60 .
- DEER (W.A), HOWIE (R.A) et ZUSSMAN (J) 1965 Rock forming minerals . John Wiley New York , 5 vol.
- DEVIES (L), LABANDE (F) et LALOUE (M) 1971 Le massif des Ecrins , tome 2 : Ailefroide, Pelvoux, Bans, Olan, Muzelle. Arthaud éd.
- DIETRICH (R.V) 1962 K-feldspar structural states as petrogenetic indicators. Norsk Geol. Forening Oslo , tome 42 pp 394-414 .
- DUNOYER DE SEGONZAC (G) 1969 Les minéraux argileux dans la diagenèse . Passage au métamorphisme . Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lor. Strasbourg 1969-29 320 p.
- DUNOYER DE SEGONZAC (G) et HICKEL (D) 1972 Cristallochimie des phengites dans les quartzites micacées métamorphiques du Permo-Trias des Alpes piémontaises . Sci. Géol. Bull. 25 , 4 , pp 201-229 Strasbourg.
- ENGEL (A. et C.) 1960 Progressive metamorphism and granitisation of the Major paragneiss . Bull. Geol. Soc. Amer. volume 71 , p 1 .
- ESQUEVIN (J) 1969 Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A. 3.1 pp 147-153 .
- FABRIES (J) 1963 Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Séville (Espagne) . Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. Sciences de la Terre , Mémoire n° 4 .
- FABRIES (J) 1966 Nature des hornblendes et type de métamorphisme . Symposium on Pyroxènes and Amphiboles . 5th Meeting , Cambridge Aout 1966 .
- FABRIES (J) 1966 Une représentation graphique des principales substitutions rencontrées dans les amphiboles calciques et sodiques . C.R.A.S. t 262 série D pp 1824-1827 .
- FAWCETT (J.J) and YODER (H.S) 1966 Phase relationships of chlorite in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O . Am. Min. vol 51 pp 353-380 .

- FERRAGNE (A) 1972 Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense (Nord Ouest de l'Espagne) : stratigraphie, tectonique et métamorphisme. Thèse Bordeaux.
- FORSTER (M.D) 1960 Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Surv. prof. Paper U.S.A n° 354-B, 49 p.
- GAGNY (C) 1968 Pétrogénèse du Granité des Crêtes (Vosges méridionales, France). Thèse Nantes.
- GIBERGY (P), LACOMBE (J.C) et VIALON (P) 1970 Caractères des faciès attribuables au Dévonien-Dinantien et de leur métamorphisme dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R.A.S. tome 270 pp 756-759.
- GILLOT-BARBIERI (C) 1970 Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse 3° cycle Grenoble.
- GILLOT-BARBIERI (C), BARBIERI (A) et VIALON (P) 1970 Le problème de l'âge des granites et des migmatites de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R.A.S. tome 270, pp 596-599.
- GRATIER (J.P), LEJEUNE (B) et VERGNE (J.L) 1973 Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse de 3° cycle Grenoble, 2 volumes.
- GUILLEMIN (C), JOHAN (Z), LAFORET (C) et PICOT (P) 1970 La pierrotite, une nouvelle espèce minérale. Bull. Soc. fr. Minéral. et Cristall. 93, 66.
- GUITARD (G) 1963 Composition des biotites des gneiss ocellés du Canigou et origine de ces gneiss. Bull. Soc. fr. Minéral. et Cristall. n° 86, pp 139-142.
- HEY (M.H) 1954 A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine vol. 30, pp 227-292.
- JUNG (J) et BROUSSE (R) 1962 Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France. Bull. Service Carte Géol. France t 58 n° 267.
- KRUMMENACHER (D), BORDET (P) et LE FORT (P) 1965 Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccord stratigraphiques et géochronométriques. Bull. suisse de Min. et Pét. volume 45 / 2, pp 856-874.
- KUBLER (B) 1966 La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Colloque sur les étages tectoniques; Neuchâtel 18-21 Avril 1966 pp 105-122.
- KUBLER (B) 1968 Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A. 2. 2 pp 385-397.
- LACOMBE (J.C) 1970 Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3° cycle Grenoble.
- LAPADU-HARGUES (P) 1958 Observations à propos des amphibolites. C.R. Soc. Géol. France I, pp 132-133.
- DE LA ROCHE (H) 1964 Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sciences de la Terre, Nancy, t IX n°3 pp 293-337.
- DE LA ROCHE (H) 1965 Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. Geol. Rdsh., Dtsch, 55, n° 2, pp 274-301.
- DE LA ROCHE (H) 1966 Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. C.R.A.S. tome 262 pp 1635-1668.
- DE LA ROCHE (H) 1968 Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R.A.S. tome 267 n° pp 39-42.
- DE LA ROCHE (H) 1968 Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R.A.S. tome 267 pp 2084-2087.
- LEAKE (B) 1964 The chemical distinction between ortho and para amphibolites. Journal of Petrology vol 5 pp 238-254.
- LE FORT (P) 1964 Sur l'existence d'un important conglomérat métamorphique dans le massif cristallin du Chaillol (Hautes Alpes). C.R.A.S. tome 258 pp 4097-4099.
- LE FORT (P) 1970 A propos de la découverte d'un massif de granite au Bourg en Valgaudemar. Remarques sur trois expressions du granite du Pelvoux (Alpes françaises). T.L.G. tome 46, pp 111-116.

- LE FORT (P) 1971 Géologie du Haut Dauphiné (Alpes Françaises) Etude structurale et pétrologique de la partie occidentale. Mémoire n° 25 de Sciences de la Terre, Nancy Juin 1973.
- LE FORT (P), BARBIERI (A), GILLOT (C), LACOMBE (J.C), PECHER (A) et VIALON (P) 1969 De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R.A.S. tome 263, pp 2392-2395.
- LE FORT (P) et EHRSTROM (C.E) 1969 Caractères géochimiques et origines des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Volcanisme et sédimentation dans l'orogène hercynien des Alpes françaises. Sciences de la Terre, Nancy, 14, pp 215-238.
- LE FORT (P) et PECHER (A) 1971 Géologie des terrains cristallins de la Meije (Alpes du Haut Dauphiné, France). Note préliminaire. T.L.G. tome 47, pp 69-78.
- LE FORT (P) et PECHER (A) 1971 Présentation d'un schéma structural du Haut Dauphiné cristallin. C.R.A.S. tome 273, pp 3-5.
- LIOU (J.G) 1971 Stilbite-laumontite equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol. 31, pp 171-177.
- MARTINI (J) et VUACNAT (M) 1965 Présence du faciès à zéolites dans les formations des grès de Taveyanne (Alpes franco-suisse). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45, pp 281-293.
- MOINE (B) et DE LA ROCHE (H) 1968 Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R.A.S. tome 267 n° 25 série D, pp 2084-2087.
- NIGGLI (P) 1952 Rocks and mineral deposits. W.H. Freeman and Cie. San Francisco.
- OZOUAK (R) 1965 Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse 3° cycle Grenoble.
- PECHER (A) 1970 Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. Thèse de 3° cycle Grenoble.
- PECHER (A) 1972 Données sur la construction et l'utilisation de quelques diagrammes pétrographiques et géochimiques. Institut Dolomieu, Grenoble. Série documentation n° 72-D 21.
- PECHER (A) et VIALON (P) 1970 Présence de gneiss du "faciès granulite" dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R.A.S. tome 270 pp 666-668.
- PETTIJOHN (F.L) 1949 Sedimentary rocks. Harper and brothers, New York.
- PIERROT (R), PICOT (P) et POULAIN (P.A) 1972 Inventaire minéralogique de la France : Hautes Alpes. éd. P.R.G.M.
- SEIFERT (F) 1966 Une méthode de détermination des formules structurales des micas à partir des résultats d'analyse. Contrib. Mineral. Petrogr. 13, pp 83-88.
- STORET (J.B) 1963 Géochronologie par la méthode au plomb total sur les zircons. Mise en oeuvre par fluorescence X. Thèse Doc. Etat Grenoble.
- TERMIER (H. et G.) 1956 Traité de Géologie Masson éd.
- TERMIER (P) et KILIAN (W) 1900 Notice explicative de la feuille Briançon de la carte géologique au 1/80000.
- TOURET (J) 1969 Le socle précambrien de la Norvège méridionale. Thèse Doct. Sci. Nat. Nancy. Arch. orig. Centre Documentation C.N.R.S. n° 2902, 3 vol. 600 p.
- TROGER (W.E) 1959 Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- VERNET (J) 1965 La zone Pelvoux-Argentera. Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. Bull. Serv. Carte Géol. France. tome LX.
- VERNET (J) 1966 Observations nouvelles sur le synclinal d'Ailefroide et les bordures du massif du Pelvoux en Vallouise. T.L.G. tome 42, pp 275-280.
- VIVIER (G) 1971 Datation au plomb total sur zircon. Institut Dolomieu, Grenoble. Série documentation 71-D 17.
- WINKLER (H.G.F) 1965 Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- WINKLER (H.G.F) 1970 Suppression des faciès métamorphiques, présentation des quatre divisions de stade de métamorphisme et d'une classification fondée sur les isogrades dans les roches communes. Traduction P. Ciraud et J. Girault. Institut Dolomieu, Grenoble. Série document. n° 71-D 20.
- WINKLER (H.G.F) and LINDEMANN (W) 1972 The system Qz-Or-An-H₂O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H₂O. Application to granitic magma formation. N. Jahrbuch f. Miner., Monatshefte 1972.

Vu,
Grenoble, le
Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer
Grenoble, le
Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF